Série A
N° d'ordre : 931

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR-INGÉNIEUR

PAR

Alexandre FÉODOROFF

1re THÈSE

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE L'INFILTRATION DE L'EAU NON SATURANTE

CAS D'UN SOL INITIALEMENT SEC ET D'UN ARROSAGE SANS FORMATION DE PLAN D'EAU EN SURFACE

2e THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 23 février 1965 devant la Commission d'examen :

MM. GLANGEAUD *Président.*

HÉNIN
CAIRE
CASTANY } *Examinateurs.*

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE AGRONOMIQUE
149, rue de Grenelle, Paris-7e

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41544307_0074

Série A
N° d'ordre : 931

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR-INGÉNIEUR

PAR

Alexandre FÉODOROFF

1re THÈSE

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE L'INFILTRATION DE L'EAU NON SATURANTE

CAS D'UN SOL INITIALEMENT SEC ET D'UN ARROSAGE SANS FORMATION DE PLAN D'EAU EN SURFACE

2e THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le 23 février 1965 devant la Commission d'examen :

MM. GLANGEAUD *Président.*

HÉNIN
CAIRE
CASTANY } *Examinateurs.*

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE AGRONOMIQUE
149, rue de Grenelle, Paris-7e

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PROFESSEURS

Doyen..... M. ZAMANSKY.

BRELOT	T	Analyse supérieure.
PRENANT	T	Anatomie et Histologie comparées.
GRASSÉ	T	Évolution des êtres organisés.
PRÉVOST	T	Chimie organique.
WYART	T	Minéralogie et Cristallogr.
TEISSIER	T	Zoologie.
MANGENOT	T	Biologie vég. (Orsay).
AUGER	T	Physique quantique et Relativité.
MONNIER	T	Physiologie générale.
PIVETEAU	T	Paléontologie.
ROCARD	T	Physique E. N. S.
CARTAN	T	Mathématiques E. N. S.
LAFFITTE	T	Chimie générale.
N	T	Géométrie supérieure.
COULOMB	T	Physique du Globe.
Mlle COUSIN	T	Biologie animale (SPCN)
CHRÉTIEN	T	Chimie minérale.
BOCQUET	T	Zoologie.
KASTLER	T	Physique (E. N. S.).
EPHRUSSI	T	Génétique.
RIVIÈRE	T	Géologie(SPCN) et Sédim. (Orsay).
GAUTHERET	T	Biologie vég. (PCB).
LUCAS R.	T	Recherches physiques.
THOMAS A.	T	Biologie cellulaire.
ARNULF	T	Optique appliquée.
MORAND	T	Physique Enseignement.
SOLEILLET	T	Physique (PCB).
FORTIER	T	Mécanique exp. des Fluides.
DRACH	T	Zoologie.
QUENEY	T	Météorologie et Dynamique atmosphérique.
GALLIEN	T	Embryologie.
EICHHORN	T	Botanique.
DE CUGNAC	T	Biologie végétale (SPCN).
Mlle CAUCHOIS	T	Chimie physique.
THELLIER	T	Physique du Globe.
L'HÉRITIER	T	Biologie générale (Orsay).
GRIVET	T	Radioélectricité (Orsay).
PONCIN	T	Mécanique générale.
DUBREIL	T	Arithmétique et Théorie des nombres.
QUELET	T	Chimie organique.
CAGNIARD	T	Géophysique appliquée.
CHAMPETIER	T	Chimie macromoléculaire.
CUVILLIER	T	Micropaléontologie.
JUNG	T	Géologie.
TRILLAT	T	Microscopie et Diffraction électronique.
WIEMANN	T	Chimie organique et struc.
JACQUINOT	T	Spectroscopie et Physique céleste (Orsay).
VASSY	T	Physique de l'atmosphère.
DESTOUCHES	T	Théorie physique.
AMIEL	T	Chimie générale.
HOCART	T	Minéralogie et Cristallogr.
MATHIEU J.-P.	T	Physique optique.
COUTEAUX	T	Biologie animale (PCB).
MAY	T	Zoologie
CHOQUET	T	Théorie des Fonctions et Topologie.
FELDMANN	T	Biologie végétale marine.
GUINIER	T	Physique des Solides (Orsay).
JOST	T	Physiologie comparée.
FORTET	T	Calcul des Probabilités et Physique mathématique.
SCHWARTZ	T	Calcul diff. et intégral.
CHOUARD	T	Physiologie végétale.
MALAVARD	T	Aviation (Techn. aéronaut.).
NORMANT	T	Synthèse organique.
BÉNARD	T	Chimie minérale.
BUVAT	T	Botanique (E. N. S.).
DUGUÉ	T	Statistiques mathématiques.
SOULAIRAC	T	Psychophysiologie.
ULRICH	T	Physiologie végétale.
MARÉCHAL	T	Optique théorique appl.
KIRRMANN	T	Théories chimiques.
CHADEFAUD	T	Botanique.
Mlle LE BRETON	T	Physiologie de la Nutrition.
LELONG	T	Applic. de l'Analyse à la Géométrie.
DEVILLERS	T	Anatomie et Histol. comp.
EHRESMANN	T	Topologie algébrique.
FRANÇON	T	Physique (SPCN).
GLANGEAUD	T	Géographie phys. et Géologie
DODEMENT	T	Mathématiques (MGP).
PISOT	T	Tech. mathém. de la Phys.
ROCH	T	Géologie.
SCHATZMANN	T	Astrophysique.
TERMIER	T	Géologie générale.
ZAMANSKY	T	Mathématiques générales.
LENNUIER	T	Physique (MGP).
RIZET	T	Génétique (Orsay).
ROUTHIER	T	Géologie appliquée.
Mme TONNELAT	T	Physique théorique.
DIXMIER	T	Mathématiques (MPG).
SOUCHAY	T	Chimie générale.
AIGRAIN	T	Électrotechnique génér.
BRUSSET	T	Chimie systématique.
M. LÉVY	T	Physique théorique des hautes énergies (Orsay).
Mme CHAIX	T	Chimie biologique.
Mme HUREL-PY	T	Biologie végétale (PCB).
PANNETIER	T	Chimie générale.
BRUN	T	Mécan. théorique des Fluides.
LEDERER	T	Chimie biologique (Ors.).
Mme DUBREIL	T	Mathém. (Agrégation).
Mme LELONG	T	Mathém. II (E. N. S.).
BELLAIR.	T	Géologie (SPCN).
COTTE	T	Physique électricité.
DUBOIS J.-E.	T	Chimie organique.
LAMOTTE	T	Zoologie (E. N. S.).
MICHEL A.	T	Chimie minérale (Orsay)
OLMER	T	Énergétique générale.
ROUAULT	T	Électricité (Orsay).
GAUTHIER	T	Mécanique appliquée.
BARCHEWITZ	T	Chimie physique.
BROSSEL	T	Physique atomique.
BUSER	T	Physiologie comparée.
CAMUS	T	Physiologie vég. (Orsay).
CASTAING	T	Physique II Thermod. (Orsay)
CURIEN	T	Minéralogie et Cristallographie.
MOYSE	T	Physiologie végét. (Orsay).
Mme CHARNIAUX-COTTON	T	Évolution des êtres organisés.
POSSOMPES	T	Zoologie.
PULLMANN	T	Chimie quantique.
TEILLAC	T	Physique nucl. et Radioactivité (Orsay).
TONNELAT	T	Biologie physico-chim.
VILLE	T	Économétrie.
WILLEMART	T	Chimie (PCB).
DODE	T	Chimie (Orsay).
FREYMANN	T	Recherches physiques.
GUINOCHET	T	Biol. vég. SPCN (Orsay).
ROLLET	T	Chimie minérale.
Mlle JOSIEN	T	Chimie SPCN.
CHEVALLEY	T	Géométrie algébrique et Théorie des Groupes.
ARNOULT	T	Électronique (Orsay).
CHAPELLE	T	Physique (Orsay).
DELANGE	T	Mathématiques (Orsay).
DENY	T	Mathématiques générales (Orsay).
GERMAIN	T	Mécan. théor. des Fluides.
LUCAS G.	T	Géologie.
ALLARD	T	Chimie physique.
BERTHELOT	T	Phys. des Particules fondamentales (Orsay).
BRICART	T	Météorologie et Phys. de l'Atmosphère.
Mme ALBE-FESSARD	T	Psychophysiologie.
FRIEDEL	T	Phys. des Solides (Orsay).
JULIA M.	T	Études des Complexes moléculaires.
LENDER	T	Biol. animale (SPCN) (Orsay).

MAGAT	T	Physico-chimie des Radioéléments.
Mlle QUINTIN	T	Électrochimie.
MONOD	T	Chimie du Métabolisme.
BENOIT	T	Physiol. anim. (Orsay).
DE POSSEL	T	Analyse numérique.
CHARLOT	T	Chimie analytique.
LEMÉE	T	Écologie végétale (Orsay).
GUÉRIN	T	Chimie MPC. (Orsay).
CHATELET M.	T	Chimie (PCB).
JEAN	T	Physique nucléaire (Orsay)
MATTLER	T	Physique (SPCN).
BERGERARD	T	Zoologie (Orsay).
BERTEIN	T	Électronique (Orsay).
BOUISSIÈRES	T	Radiochimie (Orsay).
Mme COUTURE	T	Thermodynamique et Méc. physique.
ELLEMBERGER	T	Géologie des grandes Régions du Globe. (Orsay).
FRANC	T	Biol. animale (PCB).
SCHNELL	T	Botanique tropicale
STLKOWSKI	T	Physiologie végétale.
ACHER	T	Chimie biol.
BAUDOIN	T	Biologie animale (PCB).
BEAUMONT		Biologie animale (SPCN).
BLAMONT		Géophysique Ionosphère.
BOUREAU	T	Botanique.
CURIE D.		Physique (MGP).
DURAND-DELGA	T	Géologie.
FRÉON	T	Chimie organique (Orsay).
HELLER	T	Physiologie végétale.
TORTRAT	T	Calcul des Probabilités.
CAILLEUX	T	Géologie (SPCN).
MAGNAN		Physique Électricité
DAUDEL	T	Mécanique ondulatoire appl. à la Chim. théor. et à la Phys. nucléaire.
Mlle FOURCROY		Biol. végétale (SPCN).
Mme CHOQUET-BRUHAT		Méc. analytique et Méc. céleste.
Mlle VEIL	T	Physiologie générale.
LWOFF	T	Microbiologie.
SIESTRUNCK	T	Mécan. phys. et expérim.
LACOMBE	T	Métallurg. des Mét. nucl. (Orsay).
BROCHARD	T	Physique PCB. (Orsay).
CABANNES	T	Mécanique générale.
LESIEUR	T	Mathém. I (Orsay).
MAZET	T	Mécanique générale (Ors).
CAIRE		Géographie phys. et Géol. dynamique.
COMOLET		Mécanique des Fluides.
CORABŒUF	T	Physiologie animale Orsay
DELLOUE	T	Physique de l'Exosphère.
GORENFLOT		Botanique II (Orsay).
HOUILLON		Biologie animale (PCB).
JULLIEN J.		Chimie SPCN(Orsay).
MALGRANGE	T	Tech. math. de la Phys. (Orsay).
OLIVIER		Anthropologie.
NOZERAN	T	Botanique II (Orsay).
BLANC-LAPIERRE	T	Physique E. N. S. (Orsay).
CHEVAUGEON	T	Botanique (Orsay).
KAHANE	T	Mathématiques (Orsay).
SAMUEL	T	Mathématiques E. N. S. féminines.
KOURGANOFF	T	Astronomie (Orsay).
THIRY	T	Mécanique céleste.
ABELES		Physique SPCN.
AMAT	T	Physique PCB.
AUBOIN	T	Géologie.
Mme BENOIT-GUEUTAL	T	Physique Nucl. et Radioactivité (Orsay).
BOUGIS		Biologie marine (Villefranche-sur-Mer).
BRUHAT	T	Mathématiques MPC.
BRUNN	T	Géologie historique (Orsay).
CHABBAL	T	Physique MGP (Orsay).
DEHEUVELS	T	Mathématique prop.
D'ESPAGNAT	T	Physique théorique (Orsay).
FURON	T	Géologie SPCN.
Mme GANS	T	Génétique.
GENEVES		Biologie végétale PCB.
GUILBERT		Physique (CUS Orléans
HUPE	T	Pétrographie.
HOLLANDE	T	Biologie générale.
LIONS	T	Analyse numérique.
MAITTE	T	Chimie PCB.
MEYER		Physique propédeutique.
NICOLAS		Géologie appliquée.
PANIGEL		Biologie générale.
RAVIER		Pétrographie.
ROSEAU	T	Mécanique théorique des Fluides.
ROUBINE		Électronique.
SILBER	T	Chimie PCB.
UEBERSFELD	T	Électronique.
YVON	T	Théories physiques.
HERVÉ	T	Mathématiques.
NÉRON	T	Math MPC (Orsay).
Mme PECKER WIMEL	T	Astrophysique.
BALKANSKY		Physique MPC.
LE CORRE	T	Électricité.
DELCROIX	T	Physique théorique (Orsay).
GOURDIN		Physique théorique (Orsay) des hautes Énergies
LEHMANN	T	Phys. exp. des hautes Énergies.
NATAF	T	Physique nucléaire et radioactivité (Orsay).
ÉCHALIER		Biologie animale PCB.
BARRAUD		Physiologie cellulaire.
LIORET		Physiologie vég. Orsay.
DARS		Géologie structurale et géologie appliquée.
CAMEFORT	T	Botanique (agrégation).
VICHNIEWSKY	T	Mécanique industrielle.
BLAQUIÈRE		Électronique (Orsay).
ARNOUS	T	Physique théorique.
TATIBOUET		Chimie (CSU Orléans).
MALLEVIN	T	Math. propédeutique (Orsay).
GAUDEMAR		Chimie propédeutique.
PEREZ Y JORBA		Physique expérimentale des hautes Énergies (Orsay).
DAVID	T	Chimie (agrégation Orsay)
BROUSSE	T	Mécanique théorique.
ROSCH	T	Astronomie.
GUY	T	Physique expérimentale.
LAZARD		Math MPC.
MOREL P.		Physique MPC.
ARSAC		Programmation.
LEFEBVRE		Chimie MPC.
CHAPEVILLE		Biochimie.
BENOIT		Physique CPEM.
RIO		Chimie CPEM.
JAUZEIN		Géologie ENS.
PRÉVOST G.		BV CPEM.
FAVARD P.		BA CPEM.
VILKAS		Chimie CPEM.
Mlle FICINI		Chimie CPEM.
LEQUEUX		Astronomie.
COHEN TANNOUDJI		Physique MPC.
TAVERNIER		Physique CPEM
Mme ROIZEN		Physique CPEM
DURAND M.		BA SPCN.
PASCAUD		Physiologie.
Mme PETIT		BA CPEN.
BROUSSE		Géologie Orsay.
CAGNAC		Physique agrégation (Orsay).
LEBERRE		Zoologie (Orsay).
SCHEFFER		Microbiologie (Orsay).
DE GENNES		Physique des Solides (Orsay).
RIOU		Physique nucléaire expérimentale (Orsay).
CLAUSER		Chimie biolog. (Orsay).
CHEVALIER		Physiologie animale (Orsay).
JANCOVICI		Physique atomique (Orsay).
FALK-VAIRANT		Physique nucl. (Orsay).
FETIZON		Chimie propédeutique (Orsay).
CERF		Mathématiques (Orsay).

Secrétaire général..... R. POULLAIN

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE DE L'INFILTRATION DE L'EAU NON SATURANTE

CAS D'UN SOL INITIALEMENT SEC ET D'UN ARROSAGE SANS FORMATION DE PLAN D'EAU EN SURFACE

A. FÉODOROFF

AVANT-PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre des activités du Laboratoire des Sols de l'Institut national de la Recherche agronomique. J'ai pu le mener à bien grâce à la bienveillance de mon directeur, Monsieur S. HÉNIN, qui m'a vivement encouragé à l'entreprendre et à le poursuivre. Il m'a, en outre, aidé à le perfectionner par ses critiques fructueuses au cours de discussions approfondies, et m'a ainsi fait bénéficier de son expérience scientifique. Qu'il en soit ici remercié très sincèrement.

Monsieur le Professeur GLANGEAUD a bien voulu accepter ce sujet de recherches ainsi que la présidence du jury de thèse ; qu'il reçoive ici l'expression de ma respectueuse gratitude. Mes remerciements vont également à Monsieur le Professeur CAIRE et à Monsieur CASTANY, chef du service d'Hydrologie du B.R.G.M., qui, en tant qu'examinateurs, m'ont fait part de remarques et de critiques bienveillantes.

Quoique ne résultant pas d'un travail d'équipe, cette étude n'est pas le fait d'un chercheur isolé. Au fur et à mesure de l'avancement des recherches, j'ai profité de conseils précieux. Certains ont été souvent déterminants, ceux par exemple de mon ami et collègue d'alors Jean BOSQUET : les quelques développements mathématiques de ce travail, ainsi qu'à certains égards son économie d'ensemble, ne sont pas étrangers à nos nombreuses discussions. De même les remarques de N. COLLIS-GEORGE, professeur à l'Université de Sydney, m'ont aidé à situer ces recherches par rapport aux données acquises et aux travaux existants dans des domaines connexes.

Pour certains aspects particuliers de ce travail, j'ai eu l'occasion de consulter des personnes particulièrement compétentes : sans pouvoir malheureusement les citer toutes, et je les prie de m'en excuser, je voudrais cependant mentionner R. BÉTRÉMIEUX, directeur-adjoint et W. HUTTER, chargé de recherches au Laboratoire des Sols, ainsi que R. ARNOUX, chef du service de Biométrie du C.N.R.A.

En outre, mes échanges d'idées avec J. A. KELLY, stagiaire au Laboratoire des Sols, R. DEGALLIER, du Comité Inter-Africain d'Études hydrauliques, G. BRYSSINE, chef du service d'Étude des Sols au C. R. A., Rabat, M. SLIVITSKY, directeur des Services hydrologiques de Québec, S. V. NERPINE, directeur de l'Institut d'Agrophysique de Léningrad, ont également été très profitables. Qu'ils en soient vivement remerciés ici, ainsi que M. TSCHAPEK, directeur de l' Instituto de Edafologia et Hydrologia à Bahia-Blanca, R. MOREL, directeur de la Station agricole de Grimari (République Centrafricaine), qui m'ont aimablement fourni des informations précieuses.

Je ne saurai oublier que la partie expérimentale de ce travail a pu être réalisée grâce à la collaboration compétente, consciencieuse et dévouée de J. L. BALLIF.

Je voudrais remercier également tous ceux qui, sur le simple plan de l'amitié, m'ont prodigué le soutien et les encouragements sans lesquels une tâche entreprise peut être difficilement menée à bonne fin.

Enfin, Monsieur BUSTARRET, Directeur général de l'Institut national de la Recherche agronomique et Monsieur l'Inspecteur général DROUINEAU m'ont autorisé à poursuivre ces recherches et ont bien voulu que cette thèse soit publiée par les soins de l'I. N. R. A. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma déférente reconnaissance.

PLAN

Introduction 11

Chapitre Premier : Méthode expérimentale 12

A. Les sols étudiés 12
1. *Choix des sols* 12
2. *Propriétés générales des sols étudiés* 14
3. *Comportement hydrique des sols en place. Capacité au champ* 14

B. Réalisation des expériences d'infiltration 16
1. *Préparation des colonnes de sols* 16
2. *Réalisation de l'arrosage* 16
3. *Observation du front d'humectation* 18
4. *Détermination des profils hydriques* 19
5. *Variabilité des résultats* 20

Chapitre II : Avancement du front d'humectation 21

A. Résultats expérimentaux : la vitesse du front est constante 21

B. Essais d'application de la loi de Poiseuille aux phénomènes observés 27

C. Variations de la vitesse d'avancement du front avec l'intensité d'arrosage 30
1. *Mesure de la vitesse du front et de l'intensité d'arrosage* 30
2. *Résultats expérimentaux* 31
3. *Recherche d'une formule reliant V et I* 34

D. Résumé et conclusions 36

Chapitre III : Distribution de l'eau dans les profils 37

A. Remarques préliminaires. Le processus schématique d'infiltration 37

B. Confrontation du processus schématique avec l'expérience. 38
1. *La zone intermédiaire des profils hydriques* 38
2. *Correspondance entre* z_t *et* z_i 44
3. *Vérification de l'existence du phénomène de translation* 46
4. *Conclusions* 47

C. Variation des différentes caractéristiques du profil hydrique avec l'intensité d'arrosage 47
1. *Le front d'humectation* 47
2. *La zone intermédiaire* 52
3. « *Engorgement* » *du profil au-dessus du front* 53
4. *La zone superficielle* 55

D. Résumé et conclusions 56

Chapitre IV : Recherche de schémas explicatifs pour rendre compte de l'infiltration sans plan d'eau en surface 57

A. Développement de l'infiltration pour une intensité d'arrosage donnée 58
1. *Premier stade : vitesse du front décroissante* 58
2. *Deuxième stade : vitesse du front constante* 60

B. Variation avec l'intensité d'arrosage 60

C. Quelques aspects exclus du schéma général 62
1. *Les longueurs z_f et z_i sont égales* 62
2. *La zone intermédiaire des profils hydriques n'a pas une humidité constante* 62
3. *Accumulation d'eau dans la couche superficielle* 63

D. Vérification expérimentale de l'effet de pénétration « en coin » 63
1. *Réalisation de l'essai* 63
2. *Résultats et discussion : pénétration et déplacement de l'eau* ... 64

Chapitre V : Étude de quelques valeurs spécifiques 67

A. L'humidité du sol calculée par le rapport I/V 67

B. L'humidité minima a l'infiltration 68
1. *Sa mesure* 68
2. *Extension de la définition* 71
3. *Classement des sols étudiés d'après l'humidité minima à l'infiltration* 71
4. *Position de l'humidité minima sur les courbes de redistribution. Relation avec la capacité au champ* 72
5. *Conclusions* 75

C. L'intensité critique d'arrosage 75

D. Intensité maxima admissible (= Capacité limite d'absorption) 76

E. Conclusions : possibilités d'application pratique 79

Chapitre VI : Effets de l'état structural sur l'infiltration 80

A. Effets sur le processus d'infiltration 80
1. *Pour une intensité d'arrosage donnée* 80
2. *Pour des intensités croissantes* 81

B. Conséquences pour les valeurs spécifiques 81

Résumé et conclusions 82

Summary 84

Résumé russe 85

Zusammenfassung 86

Références bibliographiques 87

Annexe I 89

Annexe II 90

INTRODUCTION

Dans le cycle naturel de l'eau, on distingue classiquement les stades suivants : la pluie, l'infiltration, le ruissellement et l'écoulement, la reprise par l'évaporation suivie de condensation dans l'atmosphère. Ainsi, en tombant sur le sol, la pluie se partage en deux fractions : l'une s'infiltre et l'autre ruisselle. La première reconstitue les réserves du sol, recharge les nappes, permet l'alimentation des végétaux, et échappe pour une grande part à l'évaporation. L'eau qui ruisselle est immédiatement disponible pour l'évaporation : elle entraîne l'érosion avec toutes ses conséquences néfastes, et constitue « un manque à gagner » pour le sol et la végétation. Il apparaît donc que la connaissance des modalités de l'infiltration est primordiale pour contrôler le cycle de l'eau. De plus l'extension de plus en plus grande de l'arrosage par aspersion nécessite la connaissance des conditions optima de l'emploi de l'eau d'irrigation.

Les problèmes de l'infiltration ont retenu depuis longtemps l'attention des praticiens et des chercheurs. Il existe un assez grand nombre d'études, mais la plupart traitent du cas particulier où un plan d'eau constant est établi à la surface du sol. Elles portent en fait sur des modèles représentatifs des anciens systèmes d'irrigation, avec une lame d'eau apportée sur le terrain (rigoles, calants...). Elles présentent l'avantage de pouvoir être traitées par les méthodes de l'hydraulique et de la physique, car, au moins à la surface du sol, la charge hydrostatique et le potentiel thermodynamique sont connus. Mais ces conditions expérimentales ne reflètent qu'imparfaitement les phénomènes naturels où l'eau (pluie ou arrosage par aspersion), tombe sur le sol et pénètre en totalité. C'est à une meilleure connaissance du processus d'infiltration dans des conditions plus proches de la nature que ce travail est consacré.

Nous avons choisi de procéder à une étude expérimentale, en cherchant à reproduire aussi fidèlement que possible les comportements naturels, à l'aide de modèles simples. Dans ce but, les essais ont été effectués uniquement sur des sols initialement secs et homogènes, qui ont reçu des apports d'eau dont l'intensité était de l'ordre de grandeur de celle des pluies ou des débits d'aspersion.

Terminologie

Dans tout ce qui suit, le terme *infiltration* recouvre tous les mouvements de l'eau à l'intérieur du sol *pendant la pluie*. Les mouvements qui se produisent après la pluie seront appelés *redistribution*, suivant une terminologie tacitement admise dans les diverses publications récentes traitant d'hydrologie du sol.

CHAPITRE PREMIER

MÉTHODE EXPÉRIMENTALE

La méthode expérimentale consiste en une étude au laboratoire sur modèles. Le grand avantage de cette façon d'opérer est de pouvoir contrôler de nombreux facteurs, ce qui n'est pas le cas d'essais sur le terrain.

La terre séchée au laboratoire est introduite dans des tubes en verre. Ces colonnes sont soumises à un arrosage, à l'aide d'un dispositif simple. Ainsi nous avons pu fixer la nature du sol, le degré de son tassement dans les colonnes, son état structural, l'intensité et la durée de la pluie.

La transposition sur le terrain des résultats ainsi obtenus est possible dans la mesure où ces facteurs contrôlés s'écartent peu des conditions naturelles et qu'ils en couvrent une gamme importante. Dans ce but nous avons cherché à opérer sur des sols différents. Nous donnons plus loin les raisons qui ont guidé leur choix, ainsi que les modalités pratiques de la mise en œuvre des expériences.

A. Les sols étudiés

1. *Choix des sols*

Nous avons retenu une gamme de matériaux ayant des propriétés variées mais connues. Le choix a porté sur sept sols différents. Six d'entre eux correspondent à trois profils, dont ils constituent la couche de surface et le sous-sol.

Ainsi quatre échantillons proviennent des parcelles de la ferme du Centre national de Recherches agronomiques à Versailles. Nous les appellerons du nom du lieudit d'origine, à savoir « Les Closeaux » et la « Pierre-Plate ». La première parcelle est constituée de limon des plateaux, la seconde de sable de Fontainebleau, fréquemment appelé « sable à lapin » dans la région. Deux autres échantillons proviennent [1] de la Station Agricole de Grimari (Parcelle EA 1), en République Centrafricaine. Par rapport au limon de Versailles, ils présentent l'avantage de n'être pas gonflants en cours d'imbibition, tout en étant argileux : il s'agit d'un sol ferralitique dont la fraction colloïdale est essentiellement constituée de kaolinite. Enfin le septième échantillon est l'horizon B des cases lysimétriques de Versailles, qui a déjà fait l'objet de nombreuses études par ailleurs. Il présente néanmoins l'inconvénient d'avoir un comportement hydrique en place mal défini.

[1] Nous les devons à l'amabilité de M. R. Morel, directeur de cette station, qui nous a fourni ces échantillons ainsi que tous les renseignements concernant leur comportement en place.

TABLEAU I

Caractéristiques des sols étudiés

Appellation de l'échantillon	Profondeur du prélèvement (cm)	Texture (1)	Composition granulométrique, % de terre sèche						Stabilité structurale	
			Matière organique	0 — 2 μ	2 — 20 μ	20 — 50 μ	50 — 200 μ	0,2 — 2mm		log 10 S
Closeaux 15 — 25	15 — 25	Limoneux	1,70	16,15	18,90	46,65	14,90	1,70	Faible	1,89
Closeaux 50	45 — 55	Limono-argileux	0,60	32,30	20,30	39,85	6,65	0,30	Moyenne	1,74
Grimari 0 — 15	0 — 15	Argilo-sableux	2,80	31,30	7,60	10,80	38,20	9,30	Bonne	1,11
Grimari 15 — 30	15 — 30	Argilo-sableux	2,10	38,95	6,60	10,60	33,30	8,45	Bonne	1,19
Pierre-Plate 15	10 — 20	Sableux fin organique	1,30	9,55	8,45	3,10	74,35	3.25	Faible	1,82
Pierre-Plate 45	40 — 50	Sableux fin non organique	0,20	7,05	2,35	1,40	88,15	0,85	Faible	2,46
Hor B cases	Sous-sol	Limono-argileux	0,60	28,70	26,40	42,40	1,50	0,30	Moyenne	1,65

(1) D'après le diagramme triangulaire inédit de R. Bétrémieux. (*Communication personnelle*).

2. *Propriétés générales des sols étudiés*

La composition granulométrique a été déterminée par la méthode Demolon et Bastisse (1934) sans décarbonatation (1).

La stabilité structurale a été évaluée par la méthode Hénin (1957) au moyen de l'appareil à tamiser (Feodoroff, 1958), ce qui a permis d'obtenir l'indice S de stabilité des agrégats caractérisant la résistance à la destruction par l'eau.

L'ensemble de ces propriétés est rassemblé dans le tableau 1. On constate que les sols étudiés couvrent une gamme étendue de textures. Chaque profil est représenté par un horizon riche et un horizon pauvre en matière organique. La stabilité structurale est également assez variée. Ces sols montrent donc une grande diversité quant à leurs caractéristiques physiques fondamentales.

3. *Comportement hydrique des sols en place. Capacité au champ*

La capacité de rétention, ou capacité au champ, est généralement considérée comme une caractéristique importante du sol.

Si ce concept est exact, il doit y avoir une période de l'année où, le sol étant bien pourvu en eau et l'évaporation relativement faible, l'humidité se maintient constante. C'est ce que nous avons vérifié en employant la méthode préconisée par Rode (1960). Elle consiste à faire des déterminations périodiques de l'humidité en place et à étudier la variation de cette grandeur dans le temps.

Cette méthode a été appliquée aux trois profils étudiés. Pour réduire l'évaporation, le sol était maintenu nu. Les déterminations d'humidité se faisaient au moyen de prélèvements d'échantillons séchés ensuite à l'étuve. Pour les deux sols de Versailles, les prélèvements étaient effectués à jour fixe, une fois par semaine, durant l'automne 1962, l'hiver (sauf les périodes de gel) et le printemps 1963. A Grimari les prélèvements étaient faits tous les 5 jours, en 1961 et 1962.

Le nombre de répétitions était variable : à Versailles quatre valeurs de l'humidité pour chaque horizon considéré, à Grimari, neuf échantillons mélangés. Pour chaque date on a ainsi une humidité moyenne.

Nous avons porté ces données sur un graphique (temps en abscisse et humidité en ordonnée). On observe dans tous les cas une courbe ascendante de l'humidité pendant la réhumectation du sol, puis un palier qui se maintient pendant toute la période où la pluviométrie dépasse selon toute vraisemblance l'évaporation. Sous le climat de Grimari, ce palier correspond à la période des pluies (juin à novembre) pendant laquelle il tombe 1 500 mm ou plus. Pour ce sol nous avons ainsi deux paliers, l'un en 1961 et l'autre en 1962. Dans la région parisienne, et dans les conditions de l'année 1962 (hiver très froid et printemps très pluvieux), ce palier s'établit assez tard et correspond aux mois de mai et juin. Dans tous les cas, sa fin est très nettement marquée par une baisse de l'humidité.

Pour chacun de ces paliers, on a déterminé la valeur moyenne de l'humidité ainsi que l'erreur standard s de cette moyenne :

$$s = \sqrt{\frac{\Sigma(x - \bar{x})^2}{n(n-1)}}$$

(1) Aucun des sols ne contient de carbonates.

où x : humidité moyenne à chaque date ;
$\bar{x}$: humidité moyenne du palier ;
n : nombre de dates de prélèvement.

On constate (tabl. 2) que l'erreur standard est faible dans tous les cas. L'humidité moyenne $\bar{x}$ est donc définie avec une précision plus que satisfaisante pour des déterminations en plein champ.

Si on exprime cette humidité moyenne en p. 100 de volume, et qu'on rapporte ce nouveau pourcentage à la porosité totale du sol en place (calculée d'après la densité apparente mesurée sur le terrain), on constate que le taux de saturation se situe entre 52,6 et 70,0 suivant les horizons. Le sol n'est donc que partiellement rempli.

TABLEAU 2

Comportement hydrique des sols en place

Sol	Capacité au champ				Densité apparente	Porosité en % de volume	Capacité au champ en % de volume	Taux de saturation %
	Nombre de déterminations (n)	Nombre de répétitions à chaque détermination	Humidité moyenne en % de poids ($\bar{x}$)	Erreur s				
Closeaux 15 — 25	12	4	19,60	0,18	1,41	47,8	27,6	57,8
Closeaux 50	26	4	22,35	0,13	1,45	46,3	32,4	70,0
Pierre-Plate 15 .	14	4	16,55	0,30	1,46	46,0	24,2	52,6
Pierre-Plate 45 .	17	4	16,20	0,19	1,50	44,5	24,3	54,
Grimari 0 — 15.	38	1 (9)	21,06	0,23	1,32	51,0	27,8	54,5
Grimari 15 — 30.	38	1 (9)	20,52	0,16	1,52	44,7	31,2	69,8
Hor B cases....	1	4	26,60 (1)		1,50	45,3	39,9 (1)	88,2 (1)

(1) Valeur peu sûre, car les prélèvements n'ont pas pû être répétés dans le temps.

Cette série de résultats conduit donc à penser que, pour chacun des horizons considérés, on se trouve bien en présence d'une valeur caractéristique de l'humidité, qui n'est autre, par définition, que la *capacité de rétention en place*, ou *capacité au champ* (1).

Cette capacité au champ a des valeurs comprises entre 16 et 24 p. 100 suivant les sols étudiés. On a donc à cet égard une gamme de matériaux de comportements assez différents.

(1) Cette terminologie, bien que traditionnelle, n'est pas très heureuse. Cette « capacité » n'est qu'une partie de la capacité volumétrique du sol. Nous conserverons néanmoins dans ce texte le terme de « capacité au champ » car il est consacré par l'usage.

B. Réalisation des expériences d'infiltration

Chaque essai a consisté à réaliser un arrosage d'intensité constante et connue sur une colonne de sol sec. On a ainsi un modèle simple de l'infiltration de la pluie.

1° *Préparation des colonnes de sol*

Les colonnes ont été constituées en versant dans des tubes transparents le sol préalablement séché à l'air et tamisé à 2 mm. Pour des essais particuliers, relatifs à l'effet de l'état structural, nous avons utilisé des agrégats calibrés (« mottes ») de dimensions comprises entre 5 et 10 mm.

Pour maintenir la terre et pour permettre à l'air de s'échapper par le bas au cours de l'arrosage, les tubes étaient fermés à leur partie inférieure par une gaze en nylon. Cette dernière était recouverte d'une rondelle de papier-filtre destinée à empêcher les fines particules de glisser entre les mailles de la gaze.

La terre était introduite dans le tube en 20 à 40 prises. En tapotant pendant le remplissage, on s'arrangeait pour obtenir la densité apparente fixée d'avance. L'homogénéité du remplissage était contrôlée visuellement : les colonnes présentant un litage étaient reconstituées jusqu'à l'obtention d'un résultat satisfaisant.

Pour les sols limoneux et argileux nous avons retenu une densité apparente de 1,2. Pour les deux sols sableux, nous avons adopté une densité apparente plus élevée (1,25), pour nous rapprocher des conditions de terrain : le degré de tassement est surtout important pour des matériaux où, selon toute vraisemblance, l'eau circule et est retenue essentiellement dans les vides situés entre des particules inertes.

Nous avons employé pour la plupart de nos essais des tubes en verre, d'un diamètre intérieur de 3,2 cm et d'une longueur de 30 cm. Quelquefois, les tubes étaient plus longs mais de même diamètre, et rarement d'un diamètre de 5,6 cm. Il n'a pas été noté d'influence de la dimension des tubes sur les comportements observés.

2° *Réalisation de l'arrosage*

Étant donné la faible section des tubes, il n'a pas semblé nécessaire de réaliser une pluie artificielle. Nous avons estimé qu'un apport goutte à goutte était suffisant. Les essais ont en effet montré que ce système est très satisfaisant tout au long de l'expérience, à l'exception des tout premiers instants où les gouttes qui tombent au centre de la colonne se propagent non seulement verticalement, mais latéralement, jusqu'à ce que toute la section soit humectée.

L'effet mécanique des gouttes sur le sol était peu sensible, car elles avaient une hauteur de chute de quelques centimètres seulement. Pour certaines intensités et certains échantillons, la surface était protégée par une rondelle de papier-filtre.

Le goutte à goutte était obtenu avec un tube capillaire. Une des extrémités de ce tube plongeait (fig. 1) dans un erlenmeyer dans lequel un plan d'eau était maintenu constant grâce à un vase de Mariotte. Avec ce dispositif, la variation du niveau du plan d'eau n'a pas dépassé 1 mm. Ainsi le débit d'un capillaire restait inchangé pendant toute la durée de l'essai.

Pour faire varier l'intensité d'un essai à l'autre, nous avons soit modifié la charge hydrostatique h (dénivellation entre le plan d'eau et l'extrémité du tube), soit pris des tubes capillaires de caractéristiques (diamètre intérieur, longueur) différentes.

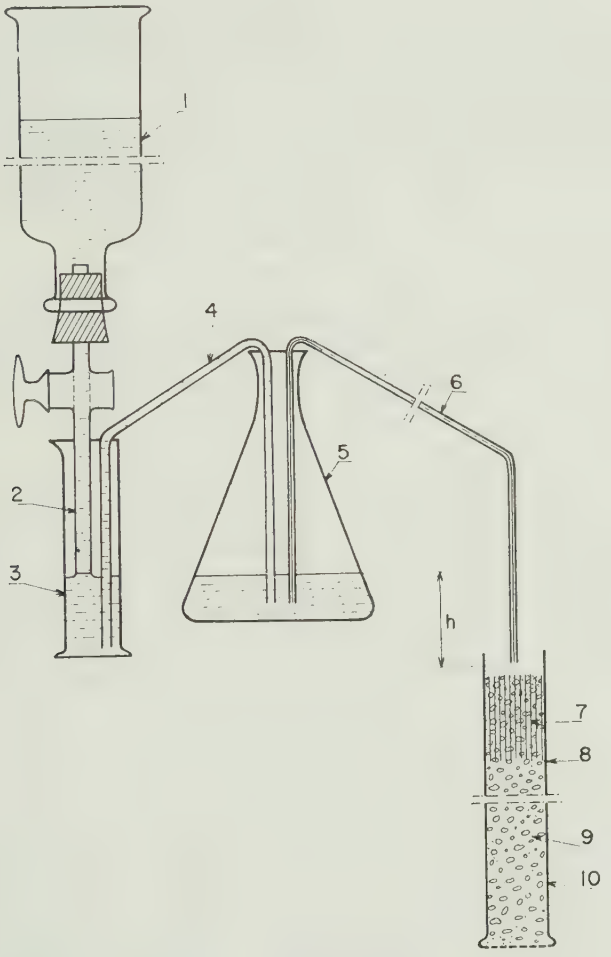


FIG. 1. — *Dispositif d'essai.*

1 : vase de Mariotte ; 2 : tube ;
3 : récipient étroit ; 4 : syphon ;
5 : erlenmeyer avec plan d'eau constant ;
6 : capillaire d'arrosage ;
7 : sol humecté ; 8 : front ; 9 : sol sec ;
10 : tube gradué ; h : charge.

Pour certains essais de longue durée, l'abaissement de la température ambiante pendant la nuit a peut-être entraîné une baisse de l'intensité. Par la suite, nous avons évité cet inconvénient en maintenant l'erlenmyer et le tube capillaire dans un bain à température constante

Ce système a permis de réaliser des intensités d'arrosage comprises entre 0,556

et 0,014 mm/mn (la plus faible correspond à la chute d'une goutte d'eau toutes les 5 minutes environ).

Pour les intensités plus fortes, nous avons légèrement modifié le dispositif, en remplaçant le tube capillaire en verre par une seringue hypodermique piquée dans un tuyau de caoutchouc maintenu plein d'eau par l'erlenmeyer en charge.

Pour un essai donné, l'intensité était préalablement réglée par tâtonnements. L'intensité réelle moyenne de l'essai (mm/mn) était calculée à partir de l'apport d'eau total (obtenu en pesant la colonne de terre avant et après arrosage), de la durée totale de l'arrosage et de la section de la colonne de terre

Avec les essais de longue durée, nous avons limité l'évaporation à partir de la surface du sol en recouvrant le sommet du tube d'un capuchon en polyéthylène percé d'un trou laissant passer le capillaire.

3° *Observations du front d'humectation*

Le terme de *front* désigne la ligne séparant la terre humectée, qui prend une couleur foncée, de la terre encore sèche, plus claire. En fait, ce qui apparaît à l'œil, ce n'est pas la totalité du front, mais son contour extérieur (1). Au moment du prélè

TABLEAU 3

Horizontalité du front

Progression sur 4 génératrices

Temps minutes	Profondeur mm			
	I	II	III	IV
5	12	10	14	17
15	42	44	45	45
25	62	65	62	62
35	80	80	80	80
45	97	99	97	97
55	114	114	115	115
65	129	130	134	132
75	147	150	150	149
85	162	169	168	164
95	177	183	184	180
105	193	200	200	196
115	210	214	216	215
125	227	230	231	
135	242	247	248	
140	250	254	254	

Les lectures sur les génératrices III et IV sont décalées d'une minute par rapport aux 2 autres.

vement du profil hydrique, nous avons pu constater que le front réel est une surface légèrement irrégulière, peu différente d'un plan horizontal, sans qu'on y observe de

(1) Avec le dispositif d'arrosage employé, le front n'apparait sur la paroi du tube que lorsque les premières gouttes ont permis l'humectation de toute la surface de la colonne de terre.

zones avancées ou de zones en retrait de façon systématique. Dans ces conditions, le contour extérieur est une donnée valable pour situer la position de la totalité du front. Son repérage s'effectuait à l'aide de graduations centimétriques, portées sur la paroi du tube, et d'une échelle millimétrique mobile.

Nous avons vérifié que pendant l'infiltration la surface du front est sensiblement horizontale et se déplace parallèlement à elle-même. Pour un des sols étudiés, les observations ont été effectuées sur quatre génératrices, correspondant à la trace sur le tube de deux plans axiaux orthogonaux. Les résultats, consignés dans le tableau 3, montrent qu'à chaque instant, la position du front est sensiblement la même, quelle que soit la génératrice. De même les vitesses constantes calculées à partir de la 35e minute sont extrêmement voisines :

Génératrice	Vitesse mm/mn
I	1,622
II	1,640
III	1,675
IV	1,666
Moyenne	1,651

Ceci nous a autorisé à mesurer la position du front sur une seule génératrice. L'espacement des lectures dans le temps était tel qu'on obtienne au moins un point expérimental par centimètre parcouru. Suivant les intensités et les sols, les intervalles étaient donc très différents (entre dix minutes et plus d'une heure), mais généralement constants pour un essai donné.

Menées pendant la journée de façon régulière, ces observations étaient interrompues la nuit et reprises le lendemain pour les essais à faible intensité d'arrosage qui ont duré parfois plusieurs jours.

4° *Détermination des profils hydriques*

Lorsque le front était parvenu à quelques centimètres du bas de la colonne, on arrêtait l'arrosage et on déterminait la teneur en eau couche par couche.

Des précautions étaient prises pour limiter la redistribution de l'eau vers le sol sec, qui restait toujours dans le fond de la colonne. A cet effet, le tube était couché, pesé, puis on prélevait rapidement en commençant par la terre sèche. Un prélèvement était systématiquement effectué sous le front : la terre sèche se détachait facilement de la terre humide et donc cohérente. A partir de ce moment, l'eau ne pouvait plus progresser. Moyennant ces précautions et la rapidité d'exécution des manipulations, l'avancement du front après arrosage n'a jamais dépassé une longueur de 0,5 cm, faible en regard de la profondeur totale humectée, toujours supérieure à 15 cm.

La couche caractérisant le front était prélevée sur une épaisseur de 0,5 cm et les autres couches sur 1 cm. L'ensemble de l'opération n'excédait pas 30 mn ; les risques de perte par évaporation étaient donc négligeables (1). L'humidité de chaque prise était déterminée après séchage à l'étuve à 105°.

(1) Un plan d'eau libre évapore 3 à 4 mm par jour dans les conditions de notre laboratoire.

5° *Variabilité des résultats*

L'intensité d'arrosage n'étant exactement connue qu'*a posteriori*, il était très difficile de répéter les essais avec la même pluie. Par conséquent les expériences ont été effectuées en simple.

Nous avons cependant cherché à tester la variabilité de certaines données expérimentales. Dans ce but quatre colonnes du même sol ont été arrosées avec des intensités aussi voisines que possible, mais néanmoins distinctes. Pour chacune on a relevé trois données « y » (la vitesse du front, l'humidité du front, l'humidité moyenne de la zone intermédiaire) qui, comme nous le verrons plus loin, croissent avec l'intensité I. Nous avons ensuite cherché à distinguer, dans la variabilité de y ce qui est propre à cette donnée et donc indépendant de l'effet de I.

On peut admettre que dans ce faible intervalle de variation de I, les courbes $y = f(I)$ sont assimilables à des droites. Il a alors été possible de calculer, pour chacune de ces trois données, la régression linéaire entre y et I, puis la variance résiduelle, ou variance propre à la variable dépendante. Les résultats de ce calcul, conduit suivant la méthode indiquée par VESSEREAU (1960, p. 442), permettent d'apprécier le coefficient de variation (rapport de l'écart-type à la valeur moyenne) de la variable dépendante y [1].

Ces essais ont été effectués avec le sous-sol de Grimari (15 — 30) dont le profil hydrique comporte une zone intermédiaire à humidité relativement constante. Les résultats ci-dessous ne s'appliquent rigoureusement qu'au sol et à l'intensité d'arrosage considérés. Ils permettent cependant de fixer un ordre de grandeur.

Variable indépendante	Variables dépendantes		
Intensité d'arrosage (mm/mn)	Vitesse du front (mm/mn)	Humidité du front (%)	Humidité moyenne de la zone intermédiaire (%)
0,694	1,64	28,8	38,0
0,720	1,60	29,7	36,4
0,725	1,67	27,8	38,4
0,754	1,66	29,5	39,0
Écart-type résiduel.....	0,001 2	0,895	1,50
Coefficient de variation %	1,8	3,3	3,2

On constate que les données expérimentales sont sujettes à une certaine variabilité, due notamment à l'impossibilité de constituer deux colonnes identiques.

Dans ces conditions, des différences de l'ordre de 7 à 8 p. 100 (en valeur relative) entre deux valeurs quelconques d'une même donnée seront considérées comme non significatives.

[1] Nous avons bénéficié à ce propos des conseils de M. ARNOUX, chef de service de Biométrie du C.N.R.A., et tenons à l'en remercier.

CHAPITRE II

AVANCEMENT DU FRONT D'HUMECTATION

Cette donnée est la plus directement accessible : en effet on peut étudier l'avancement du front pendant que le processus expérimental d'infiltration se déroule.

Nous examinerons d'abord les résultats expérimentaux obtenus avec nos essais : ils montrent en effet l'existence d'un comportement tout à fait général. Ensuite nous tâcherons de voir si ce comportement s'harmonise avec les théories classiques de la capillarité. Enfin nous dégagerons le rôle d'un des facteurs : l'intensité de l'arrosage.

A. Résultats expérimentaux

Pour chaque essai, les profondeurs successives (z) du front sont portées en ordonnées sur un graphique, le temps étant figuré en abscisse. Cette opération a été effectuée pour les sept sols étudiés, chacun ayant reçu plusieurs arrosages, généralement 4 à 5. Tous ces résultats, soit au total 38 courbes d'infiltration, se trouvent sur les figures 2 à 9. Des courbes analogues ont été obtenues également avec des essais complémentaires.

L'observation des courbes met en évidence le fait expérimental suivant : pendant le processus d'infiltration, il y a une relation linéaire entre la profondeur du front et le temps. *Le front avance donc à vitesse constante.*

Cette vitesse constante en cours d'infiltration a été observée avec des essais où le front a atteint une grande profondeur (67 cm pour Grimari 15 — 30), ainsi que pour des profondeurs moindres mais avec des essais ayant duré plus d'un jour (Closeaux 15 — 25, Closeaux 50, Grimari 15 — 30, Pierre-Plate 15 et 45). Dans aucun cas (sauf peut-être Grimari 0-15 avec une intensité de 0,014 mm/mn [1]) il n'y a de doute sur la constance de la vitesse de progression.

Ce phénomène n'intervient pas immédiatement au début de l'expérience : pendant quelque temps le front avance rapidement avec une vitesse décroissante jusqu'à ce qu'il atteigne en un temps t_i une certaine profondeur z_i. Cette profondeur ne semble pas avoir une valeur constante pour un sol donné ; il apparaît même qu'elle est plus faible pour les intensités d'arrosage les plus élevées. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point. Pour l'instant, nous pouvons tenir pour acquis qu'à partir d'une certaine profondeur z_i la vitesse d'avancement du front est constante.

[1] Encore que dans ce cas les variations soient peut-être dues aux changements de température, donc d'intensité d'arrosage.

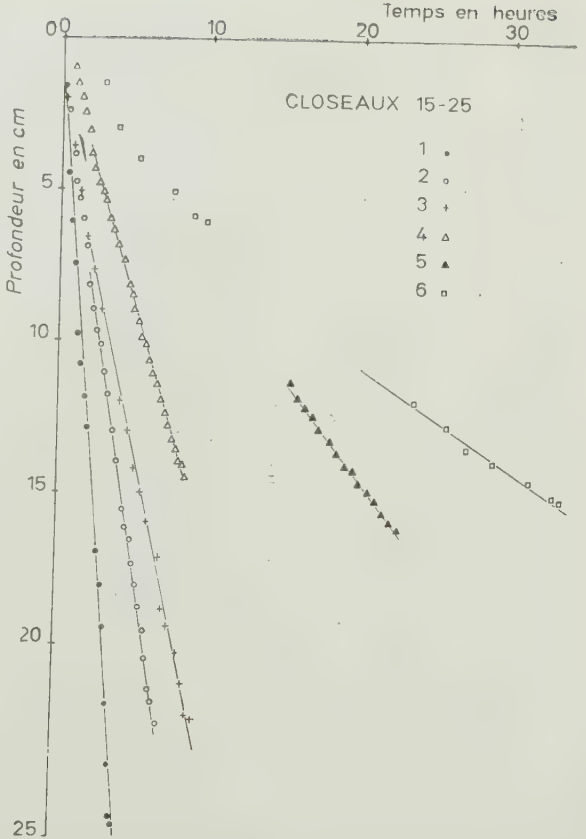


FIG. 2. — *Avancement du front. Closeaux 15 — 25.*
Intensités mm/mn 1 : 0,355 2 : 0,184 3 : 0,123
4 : 0,078 5 : 0,029 6 : 0,017

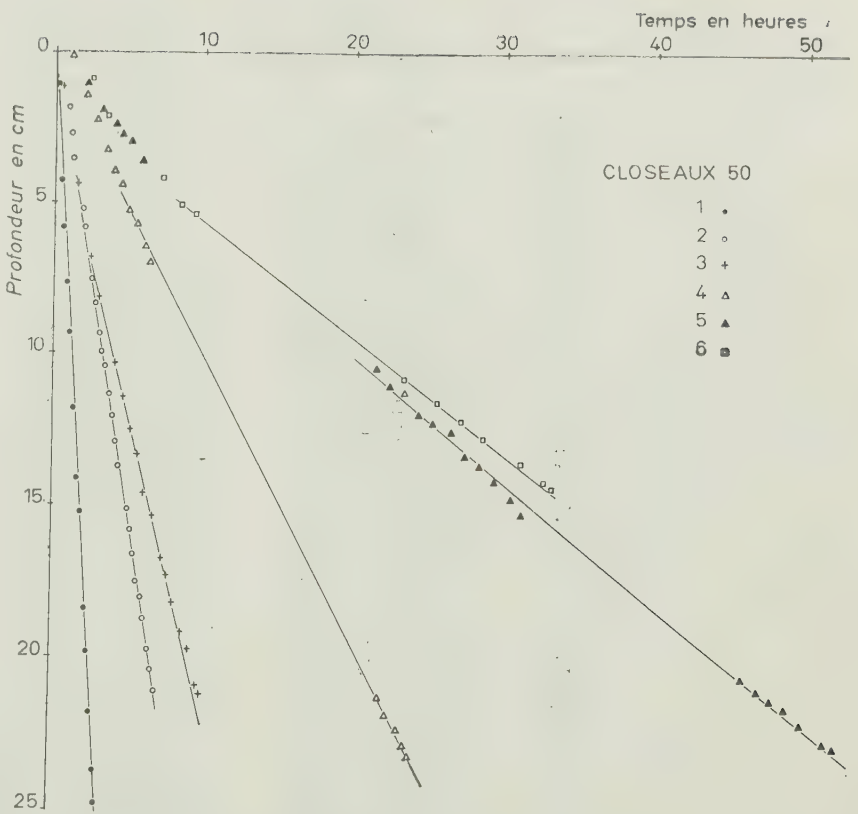


FIG. 3. — *Avancement du front. Closeaux 50.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,556 2 : 0,196 3 : 0,123
4 : 0,052 5 : 0,021 6 : 0,018

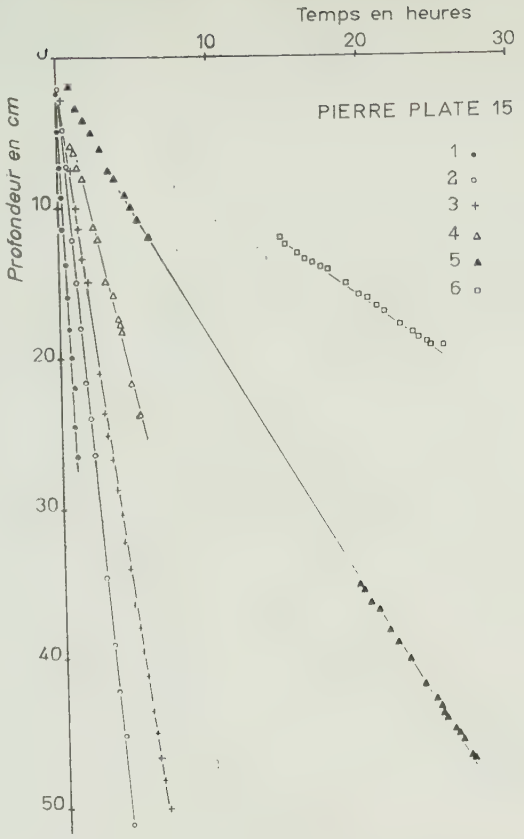


FIG. 4. — *Avancement du front. Pierre-Plate 15.*
Intensités mm/mn : 1 : 1,800 2 : 0,750 3 : 0,420
4 : 0,205 5 : 0,077 6 : 0,027

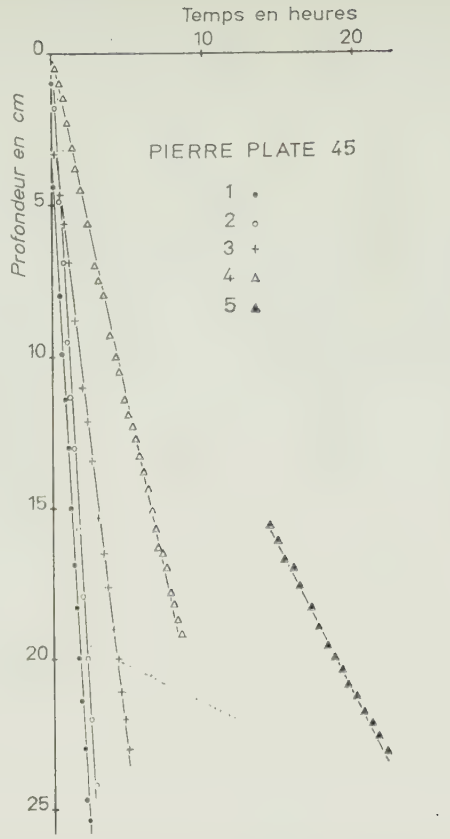


FIG. 5. — *Avancement du front. Pierre-Plate 45.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,506 2 : 0,410 3 : 0,195
4 : 0,084 5 : 0,035

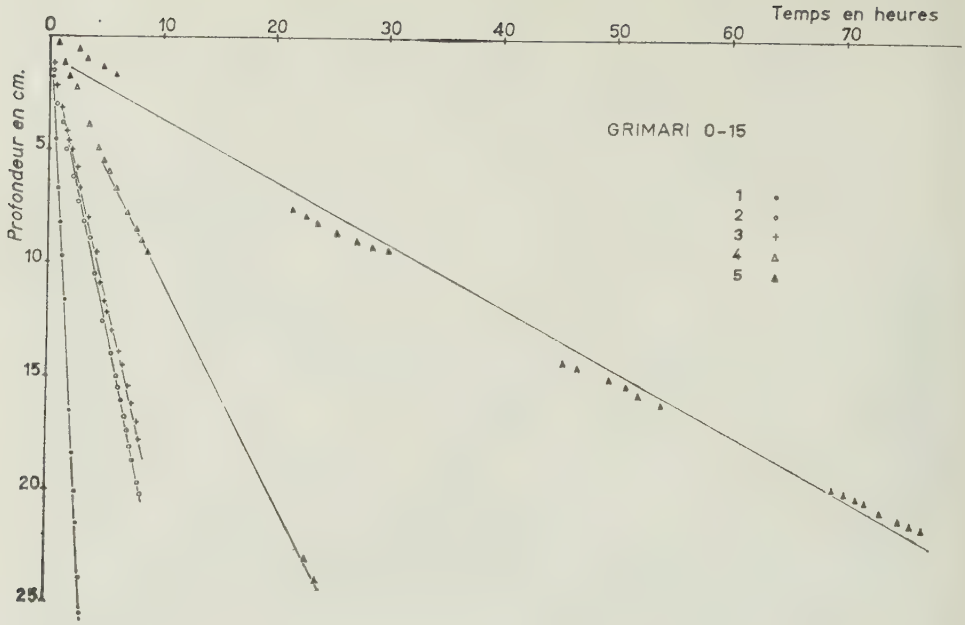


FIG. 6. — *Avancement du front. Grimari 0—15.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,520 2 : 0,140 3 : 0,125
4 : 0,054 5 : 0,014

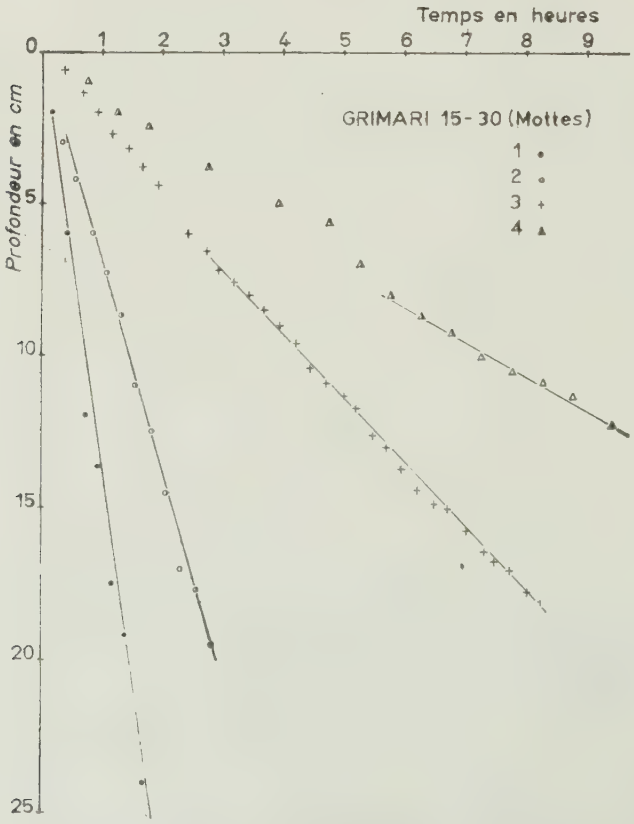


FIG. 8. — *Avancement du front Grimari 15 — 30 (mottes).*
Intensités mm/mn : 1 : 0,643 2 : 0,286 3 : 0,082
4 : 0,045

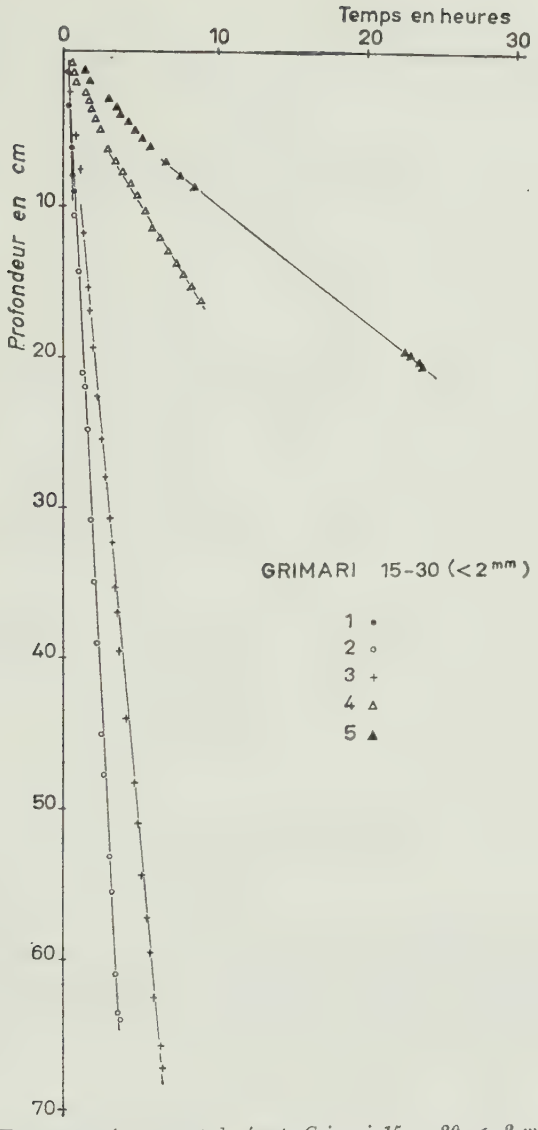


FIG. 7. — *Avancement du front. Grimari 15 — 20 < 2 mm.*
Intensités mm/mn : 1 : 1,810 2 : 1,673 3 : 0,784
4 : 0,112 5 : 0,049

Ce comportement a déjà été pressenti par YOUNGS (1960), bien que pour cet auteur le début de l'infiltration affecte une allure très différente de nos propres résultats. Par contre, les résultats des expériences récentes de RUBIN, STEINHARDT et REINIGER (1964) concordent avec nos observations. Comme par ailleurs, nos essais ont été réalisés avec des sols et des intensités variés, il est très raisonnable de penser que le comportement observé a une portée tout à fait générale. On peut le résumer ainsi :

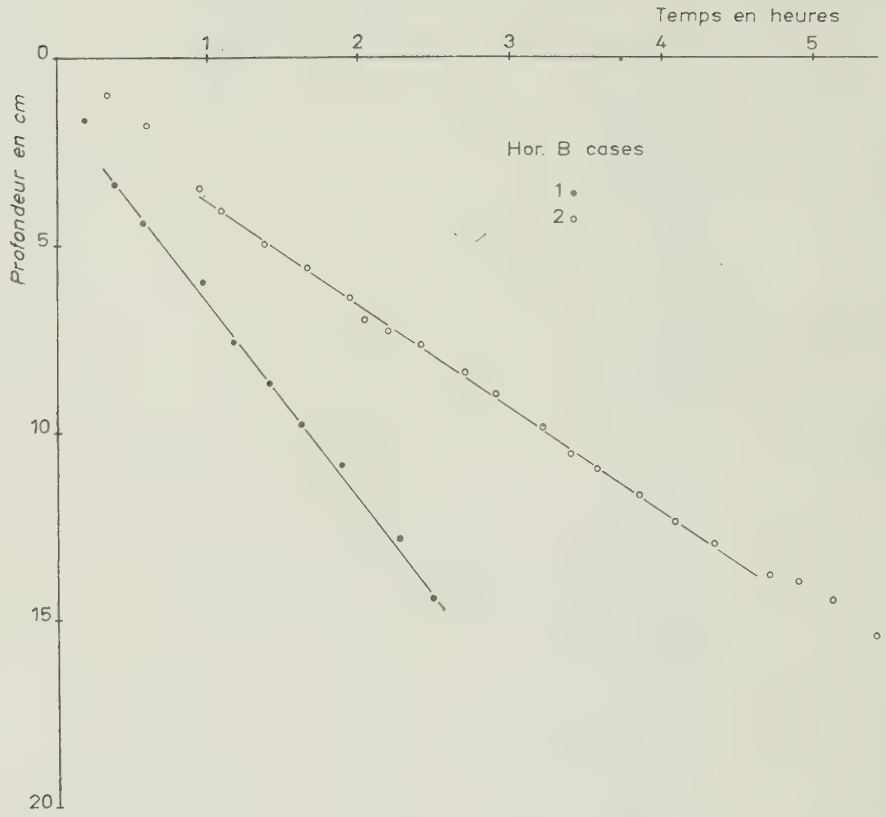


FIG. 9. — *Avancement du front. Hor. B cases.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,337 2 : 0,156.

Lorsqu'une colonne de sol sec et homogène reçoit une pluie d'intensité constante, le front visible d'humectation progresse avec une vitesse constante, à l'exception du début de l'essai où les vitesses sont plus élevées mais décroissantes en fonction du temps.

Ce résultat peut être exprimé par l'équation suivante :

$$z = z_i + v\,(t - t_i)\ ;$$

où z : profondeur du front en mm ;

z_i : profondeur à partir de laquelle la progression est constante ;
v : vitesse constante du front en mm/mn ;
t : temps (mn) depuis le début de l'expérience
t_i : temps (mn) à partir duquel la progression du front est constante.

Cette expression s'applique lorsque $t > t_i$. Le stade initial du phénomène ($t < t_i$) a une allure parabolique.

Les paramètres z_i et t_i varient avec les sols et les intensités d'arrosage. Pour fixer un ordre de grandeur, indiquons que z_i est compris, suivant les cas, entre 0 et 90 mm. Pour chacune des expériences ce paramètre a une valeur faible en regard

de la profondeur totale humectée pendant les essais. De même t_i, généralement compris entre 0 et 500 mn, n'affecte qu'une faible partie de la durée totale de l'infiltration. Donc le stade initial n'a qu'une faible extension relative dans le temps et dans l'espace, et très rapidement c'est le processus à vitesse constante qui gouverne la pénétration de l'eau.

Nous allons voir maintenant comment ce phénomène se présente sous l'angle des lois classiques de la capillarité et des applications qui en ont été déduites pour les sols.

B. Essais d'application de la loi de Poiseuille aux phénomènes observés

On peut être tenté d'assimiler la porosité du sol à un réseau de tubes capillaires. Il devient alors logique de chercher à appliquer la loi de Poiseuille aux mouvements de l'eau. Cette démarche a été plus ou moins délibérément accomplie par les nombreux auteurs (entre autres KEEN, 1931) qui ont étudié l'infiltration avec un plan d'eau à la surface, Ces auteurs sont partis soit de la loi fondamentale, soit des équations de Darcy et de « diffusion » de l'eau dans le sol. Récemment RUBIN et STEINHARDT (1963) ont tenté d'appliquer l'équation de « diffusion » à l'infiltration de l'eau apportée par pluie.

Nous allons pour notre part examiner dans quelle mesure la loi fondamentale de Poiseuille peut s'appliquer au cas qui nous intéresse.

Rappelons cette loi bien connue :

$$Q = \frac{\pi r^4}{8\eta z} (P_0 - P_1)$$

où Q = débit ou flux ;

r = rayon du capillaire ;

η = viscosité du liquide ;

z = longueur de la colonne d'eau ;

$P_0 - P_1$ = différence de pression entre deux plans, normaux à la colonne, distants de la longueur z.

Si on considère, avec BOUASSE (1924), la vitesse d'ascension dans un tube capillaire plongeant verticalement dans un récipient contenant un plan d'eau maintenu constant, il vient

$$\frac{dz}{dt} = \frac{r^2}{8\eta z} (P_0 - P_1)$$

où z est la distance entre le ménisque du capillaire et le plan d'eau libre ;

P_0 la pression capillaire donnée par la loi de Laplace ;

P_1 le poids de la colonne d'eau, par unité de section

Comme :

$$P_0 = \frac{2 A \cos \alpha}{r}$$

A : tension superficielle du liquide ;

α : angle de raccordement solide-liquide ;

r : rayon du capillaire,

et $P_1 = \rho z$;

ρ : poids spécifique du liquide

il vient

$$\frac{dz}{dt} = \frac{r^2}{8\eta}\left(\frac{2A\cos\alpha}{rz} - \rho\right) \quad (1)$$

La vitesse d'ascension capillaire s'annule donc pour

$$\frac{2A\cos\alpha}{r\rho} = z_m$$

ce qui permet de retrouver la loi de Jurin.

Si nous assimilons cette hauteur maxima z_m d'ascension capillaire au potentiel capillaire ψ de l'eau pour le rayon r considéré, on peut poser

$$\psi = \frac{2A\cos\alpha}{r\rho} \quad (2)$$

et en portant (2) en (1) il vient :

$$\frac{dz}{dt} = \frac{r^2\rho}{8\eta}\left(\frac{\psi}{z} - 1\right) \quad (3)$$

Si on considère maintenant non plus une remontée capillaire mais une descente capillaire, la pression de la colonne d'eau P_1 s'ajoute à la pression capillaire P_0 ce qui donne :

$$\frac{dz}{dt} = \frac{r^2\rho}{8\eta}\left(\frac{\psi}{z} + 1\right) \quad (4)$$

Pour un tube capillaire on connaît r. ρ et η sont déterminés par la nature du liquide et la température. ψ est constant avec un tube, un liquide et une température donnés.

L'équation (4) exprime donc le fait que, toutes choses étant égales par ailleurs, la vitesse de descente de l'eau dans un tube capillaire décroît avec le chemin parcouru, tendant asymptotiquement vers une vitesse constante. Cette équation ne peut donc pas décrire le phénomène d'infiltration dans le sol où la vitesse du front est *constante* quel que soit le chemin parcouru, à l'exception des quelques premiers centimètres.

Il en est de même des différentes formules théoriques (dérivées plus ou moins directement de la loi de Poiseuille) ou empiriques proposées pour décrire l'infiltration de l'eau dans le sol avec une charge constante en surface.

En effet, pour la plupart des auteurs (dont Keen, 1931 ; Kostiakov, Van Duin, 1955 ; Philip, 1957 *a*), lorsque l'eau pénètre (soit *per ascensum*, soit *per descensum*, soit horizontalement) dans un sol sec à travers une couche saturée, la position du front (ou, ce qui est équivalent, la quantité d'eau infiltrée) est reliée au temps par une équation comprenant un terme où t est élevé à une puissance voisine de 0,5 et éventuellement un terme en t. La vitesse du front est donc décroissante. Le terme linéaire en t, quand il existe, comme dans la formule de Philip, n'est prédominant qu'après un temps très long, de l'ordre de 30 h. En outre ce dernier auteur, en par-

tant de considérations théoriques, est arrivé à la conclusion que la vitesse du front doit être rigoureusement constante lorsque la durée de l'infiltration tend vers l'infini (PHILIP, 1957 *b*). Ceci se rapprocherait de nos résultats avec cette réserve que pour nous la vitesse devient constante très rapidement.

Néanmoins l'équation (4) serait applicable à l'infiltration sans plan d'eau si on pouvait considérer que la vitesse est proche de sa valeur asymptotique, donc le terme ψ/z négligeable, d'où $\psi/z + 1$ pratiquement constant. Cette condition n'est réalisable que pour ψ petit par rapport à z. Dans nos essais, z (distance du front à la surface du sol) est compris entre 0 et 60 cm. Prenons pour ψ la valeur de 15 cm et faisons varier z de 10 à 50 cm.

z cm	$\psi/z + 1$
10	2,50
20	1,75
30	1,50
40	1,37
50	1,30

Admettons que pour $10 < z < 50$ cm, le terme $\psi/z + 1$ soit pratiquement constant et égal à 1,5, et calculons la vitesse correspondante par l'équation (4). Il faut d'abord connaître le rayon du capillaire pour lequel ψ est 15 cm. En considérant de l'eau à 20°, une mouillabilité parfaite ($\cos \alpha = 1$), une tension superficielle de $A = 75$ dyne/cm, cela donne $r = 0{,}01$ cm.

En portant ces valeurs en (4) (avec en CGS $\rho = 981$ dyne/cm^3 et $\eta = 0{,}01$ poise) on trouve une vitesse de descente capillaire de 1,84 cm/sec. ou 1 100 mm/mn. Cette vitesse est considérablement plus grande que celle observée dans nos essais en régime stable : les plus grandes valeurs expérimentales sont de 3 à 4 mm/mn.

Naturellement les vitesses calculées par la formule de Poiseuille sont d'autant plus faibles que r est petit. Mais avec r petit, ψ est grand par rapport à z et le terme $\psi/z + 1$ ne peut plus être considéré comme constant.

Donc appliquée telle quelle, la formule de Poiseuille ne permet pas de décrire *quantitativement* l'infiltration sans plan d'eau en surface.

Par contre, elle peut (équation 1 avec ρ précédé de +) renseigner *qualitativement* sur les variations de l'infiltration lorsqu'on modifie la tension superficielle du liquide (A) ou la mouillabilité du solide ($\cos \alpha$). Une étude récente de PELISHEK et *al.* (1962) le confirme.

Nos essais donnent la même indication. Les deux échantillons sableux (Pierre-Plate) de granulométrie très voisine (tabl. 1), organique en surface, non organique dans le sous-sol, ont été arrosés avec des intensités presque identiques. La vitesse d'avancement du front est notablement plus élevée dans le sous-sol non organique, certainement plus mouillable, et donc ayant un $\cos \alpha$ plus grand, que le sol de surface organique.

	Intensité d'arrosage (mm/mn)	Vitesse d'avancement du front (mm/mn)
Sol organique	0,42	1,237
Sous-sol non organique	0,41	1,468

Plusieurs raisons peuvent faire que la loi de Poiseuille ne s'applique pas quantitativement au phénomène étudié. En premier lieu, dans le cas de l'expérience de Bouasse, le plan de référence, à partir duquel on mesure la longueur z de la colonne d'eau, est parfaitement défini : c'est le niveau du liquide dans le cristallisoir. Dans notre cas, il n'y a rien de tel. A aucun moment il ne se forme de lame d'eau à la surface du sol, et par conséquent il peut sembler arbitraire de prendre cette surface comme référence. Au contraire, du fait que la vitesse du front devient rapidement constante, tout se passe comme si ce plan de référence était un certain niveau de la colonne de terre, suffisamment pourvu en eau, qui se déplacerait *per descensum* à la même vitesse que le front.

Ce niveau serait en quelque sorte une « source mobile » qui alimenterait le front en eau.

En outre avec un sol on est loin du cas simple décrit par Poiseuille :

1°) pendant l'infiltration tous les vides du sol ne sont pas remplis, alors que la section du tube capillaire de Poiseuille est pleine d'eau ;

2°) l'assimilation de la porosité du sol à un réseau de capillaires, même anastomosés, n'est qu'une approximation très grossière. Une série d'observations montre que les pores du sol ressemblent plutôt à des chapelets de cavités, de formes et de dimensions très variées, reliés entre eux dans toutes les directions.

3°) Les pores du sol ne constituent pas un système rigide : en cours d'infiltration ils se déforment par l'imbibition-gonflement des colloïdes, ou leur dispersion. Ce dernier phénomène peut conduire à des micro-colluvionnements, parfaitement visibles à l'aide de prises de vue cinématographiques rapprochées (Morel, 1962).

4°) La progression de l'eau dans un tube capillaire est continue, alors que dans le sol elle procède par bonds, comme l'a vu récemment Vladychensky (1962) à l'aide du cinéma également.

On est donc bien loin d'un comportement capillaire simple. La complexité des facteurs mis en cause explique d'ailleurs le grand nombre des études et des formules, théoriques ou empiriques, pour décrire l'infiltration sous charge. Quant au phénomène étudié ici, nous allons tenter plus loin (1) de donner une explication qualitative qui rende compte des résultats expérimentaux.

C. Variations de la vitesse d'avancement du front avec l'intensité d'arrosage

Le deuxième résultat qui apparaît à l'observation des courbes d'infiltration est que, pour un sol donné, *la vitesse d'avancement du front varie avec l'intensité d'arrosage*. Plus l'intensité est élevée, plus la vitesse du front est grande. L'existence d'une telle variation a été notée par J. T. Marshall et G. B. Stirk (1949), ainsi que par Rubin et *al.* (1964). Nous essaierons ici de la préciser, en indiquant au préalable la méthode d'appréciation de la vitesse du front.

1. *Mesure de la vitesse du front et de l'intensité d'arrosage*

L'intensité I (mm/mn) est obtenue en divisant l'apport d'eau par la durée de l'arrosage.

(1) Cf. chap. IV.

La vitesse V (mm/mn) a été appréciée, suivant les cas, de deux façons différentes.

La plupart du temps la branche linéaire de la courbe z, t, a été tracée directement sur des graphiques à plus grande échelle que ceux présentés ici. La vitesse V est alors mesurée sur le graphique. Dans certains cas, cette façon d'opérer était rendue difficile soit par la dispersion des points, soit par l'intervalle de temps séparant deux groupes de points observés (cas des essais de plusieurs jours). Alors nous avons calculé la pente de la droite de régression de z (profondeur du front) en t. L'intervalle des points intervenant dans le calcul était apprécié sur le graphique.

Les deux méthodes donnent des résultats pratiquement identiques (tabl. 4). Nous avons donc généralement utilisé la méthode graphique, sauf dans les rares cas où la disposition des points la rendait aléatoire.

TABLEAU 4

Appréciation de la vitesse du front

Sol	Intensité d'arrosage (mm/mn)	Vitesse d'avancement du front mm/mn		Erreur relative p. 100
		calculée sur le graphique	calculée par la régression	
Closeaux 15 — 25	0,123	0,370	0,363	1,9
Pierre-Plate 45	0,195	0,692	0,702	1,4
Pierre-Plate 45	0,410	1,450	1,468	1,2
Grimari 0 — 15	0,020	0,069	0,071	2,9
Grimari 0 — 15	0,125	0,337	0,338	ε
Grimari 0 — 15	0,140	0,379	0,378	ε
Grimari 15 — 30 (mottes) .	0,643	2,600	2,367	0,4

2. *Résultats expérimentaux*

Pour chaque sol, nous avons porté sur un graphique en abscisses les valeurs de I et en ordonnées les valeurs de V (fig. 10 et 11). Pour la facilité de l'exposé les points expérimentaux portent des numéros de 1 à 6 dans les sens des I croissants. L'examen de ces graphiques fait ressortir les résultats suivants :

— pour les faibles intensités on trouve 2 ou parfois 3 points pratiquement alignés sur une droite passant par l'origine : il y a *proportionnalité* entre V et I ;

— au-dessus d'une certaine valeur de I, les vitesses croissent également, mais *moins que proportionnellement* à l'intensité.

La relation moins que proportionnelle apparaît également dans les résultats expérimentaux de Rubin (1964). On a ainsi des raisons de penser qu'elle est tout à fait générale au-dessus d'un certain seuil d'intensité. Nous avons donc cherché à établir une relation empirique entre V et I, et à l'ajuster sur nos données.

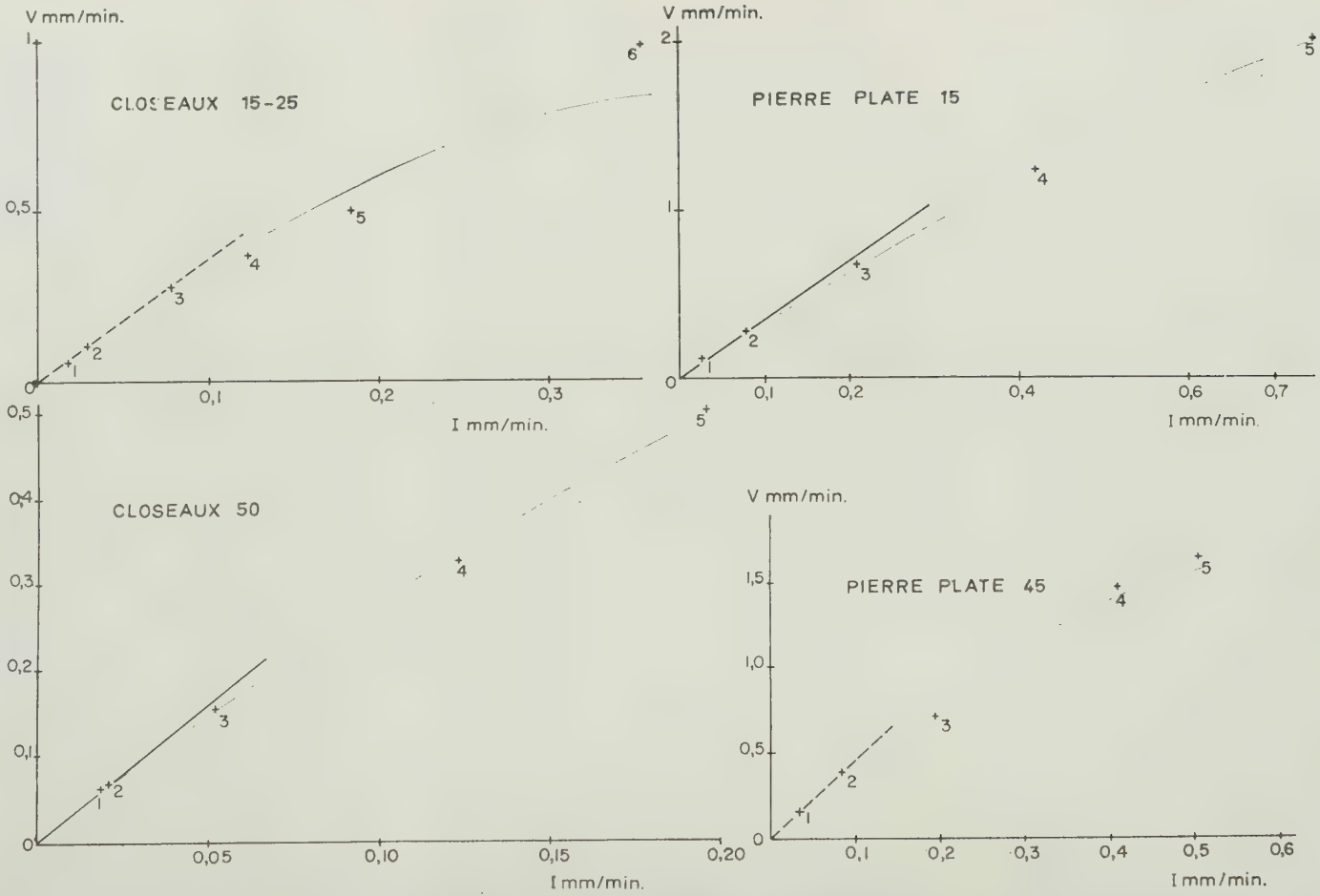


FIG. 10. — *Relation entre la vitesse d'avancement du front (V) et l'intensité d'arrosage (I).*
Droites en trait plein : tangente à l'origine (calculée).
Droites en tireté : appréciées sur le graphique. Pas de calcul de la tangente.

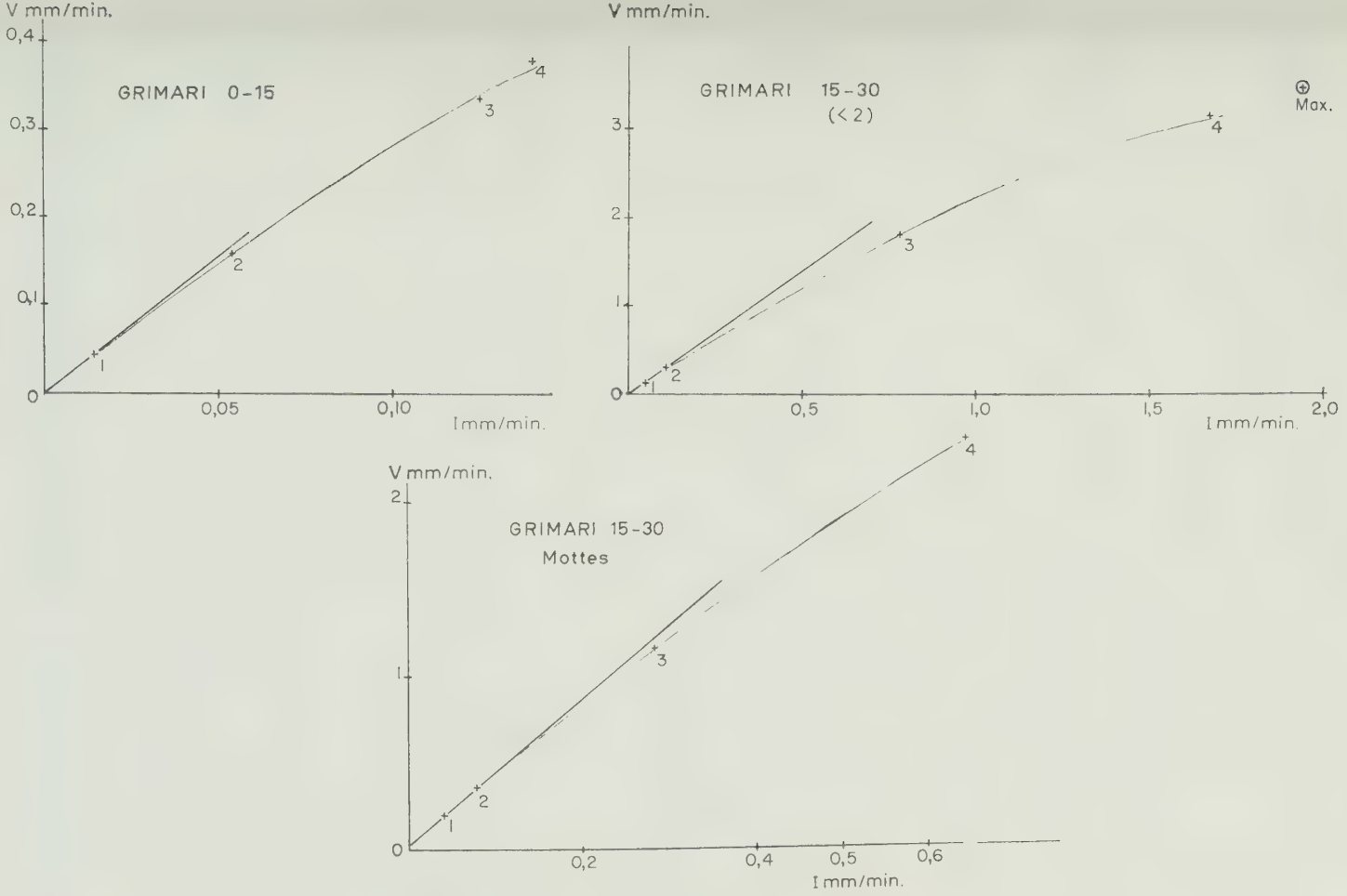


FIG. 11. — *Relation entre la vitesse d'avancement du front (V) et l'intensité d'arrosage (I).*
Droites en trait plein : tangente à l'origine (calculée).

3. *Recherche d'une formule reliant V et I*

Étant donné l'allure des courbes expérimentales, il était commode d'utiliser une formule du type :

$$V = V_l\ (1 - e^{-\mu I}) \qquad (6)$$

avec V = Vitesse d'avancement du front mm/mn ;
V_l = Vitesse limite mm/mn ;
I = Intensité d'arrosage mm/mn ;
μ = Coefficient dont l'équation de dimension est L^{-1} T. Il est donc l'inverse d'une vitesse, et assimilable à une impédance.

Cette fonction s'annule pour I = O.

Lorsque : $I \to \infty$, $V \to V_l$

La tangente a pour pente :

$$dV/dI = \mu V_l\ e^{-\mu I}.$$

Elle a donc une valeur finie μV_l pour I = O

Cette expression n'est pas logiquement applicable à toute la gamme du phénomène, car la vitesse de pénétration maxima n'apparaîtrait que pour une intensité infinie. Or il est raisonnable de penser qu'elle apparaît pour une intensité peut-être difficile à apprécier, mais certainement finie. En dépit de cet inconvénient nous avons choisi d'utiliser cette équation car elle est d'un emploi relativement commode, et qu'elle représente assez fidèlement, ainsi qu'on va le voir, les résultats expérimentaux dans le domaine étudié.

a) *Calcul des paramètres de l'équation* (6).

Comme les différentes valeurs de la variable I ne sont pas en progression arithmétique, l'équation ne peut être résolue simplement, Pour calculer les paramètres μ et V_l nous avons donc procédé par approximations successives, à partir d'un couple de points expérimentaux, généralement les plus éloignés de l'origine. Pour chaque couple, nous avons ainsi obtenu une valeur unique de μ (les modalités du calcul sont données dans l'annexe I) et deux valeurs de V_l, extrêmement voisines, dont nous avons retenu la moyenne.

Valeurs de V_l

Point de rang n	5,627	5,105 5	3,425 8	2,417 9	1,466 5
Point de rang $n-1$	5,607	5,102 9	3,426 7	2,398 2	1,465 9
Moyenne	5,617	5,104 2	3,426 2	2,408 0	1,466 2

Les calculs ont été effectués avec six sols pour lesquels les courbes (V, I) montrent une variation régulière. Deux échantillons n'ont donc pas été retenus : Closeaux 15-25 et Pierre-Plate 45.

Les valeurs des paramètres μ et V_l sont portées dans le tableau 5.

Pour deux des sols, nous avons calculé μ et V_l sur plusieurs couples de points (notés dans le tableau par leur rang) de façon à contrôler la validité de l'ajustement dans l'ensemble du domaine expérimental étudié.

TABLEAU 5

Paramètres de l'équation

$V = V_l (1 - e^{-\mu I})$

Sol	Rang des points	μ (mn/mm)	V_l (mm/mn)	μV_l	Points alignés sur l'origine	
					Rang	Rapport V/I
Closeaux 50	4 et 5	1,20	2,41	2,89	1	3,39
Closeaux 50	3 et 5	2,17	1,47	3,18	2	3,20
Closeaux 50	3 et 4	3,00	1,07	3,22		
Grimari 0 — 15..	2 et 4	2,12	1,47	3,12	1	3,21
Grimari 15 — 30..	3 et 4	0,49	5,62	2,75	1 — 2	2,80 — 2,71
Grimari 15 — 30.. (mottes)	3 et 4	0,11	38,8	4,22	1 — 2	4,25 — 4,27
Pierre-Plate 15 ...	4 et 5	0,66	5,10	3,37	1 — 2	4,37 — 3,61
Pierre-Plate 15 ...	3 et 4	1,07	3,43	3,67		
Hor. B	1 et 2	1,38	2,33	3,21		

On a fait figurer également le produit μV_l qui est, rappelons-le, la pente de la tangente à l'origine de la fonction $V = f(I)$. En regard de cette donnée se trouvent les rapports V/I des points expérimentaux voisins de l'origine ; ce rapport définit la pente de la droite passant par l'origine et le point considéré.

b) *Résultats et discussions.*

Pour un sol donné, les valeurs de μ, calculées sur des points de plus en plus éloignés de l'origine, tendent à décroître. Or, la courbe théorique est d'autant moins aplatie sur l'axe des abscisses que μ est petit. Cela semblerait indiquer que les accroissements de V sont relativement plus importants pour les I élevés que pour les I petits. Cependant il se trouve que les V_l calculés sont, à l'inverse de μ, décroissants avec I. Il y a là un effet de compensation, qui donne d'ailleurs un résultat très remarquable, à savoir la constance du produit μV_l pour un sol donné. En effet la tangente à l'origine (μV_l) calculée avec des points extrêmes de la courbe passe par les points expérimentaux les plus proches de l'origine. Cette convergence est particulièrement frappante pour les sols où la valeur calculée avec les points de rang 3 à 5 est pratiquement confondue avec la droite passant par l'origine et les deux points expérimentaux de rang 1 et 2. C'est le cas pour Closeaux 50, Grimari 15-30 (terre fine et mottes). Pour Grimari 0-15, seul le point 1 est situé pratiquement sur la tangente à l'origine. Pour Pierre-Plate 15, la tangente à l'origine passe par le point de rang 2, alors que le point 1 est situé au-dessus.

Nous conclurons que l'équation empirique proposée décrit d'une manière satisfaisante la relation entre V et I, avec toutefois une tendance probable à sous-estimer

la croissance de V pour les intensités relativement élevées. Nous verrons plus loin (chap. V) les applications qu'on peut tirer de cette équation.

Quant aux valeurs de μ et V_l prises séparément, et si on les considère comme des paramètres caractéristiques du système, on constate qu'elles permettent un classement des sols qui n'est pas illogique. Les valeurs les plus élevées de μ (et corrélativement les plus faibles de V_l) se trouvent pour le sous-sol argilo-limoneux des Closeaux et pour le sol argilo-sableux organique de Grimari : ces deux sols ont la courbe $V = f(I)$ la plus aplatie sur l' axe des abscisses, c'est-à-dire qu'ils manifestent la plus grande tendance à devenir saturés (cf. chap. V) lorsque les débits d'arrosage sont élevés. Ce comportement est logique pour le sous-sol moyennement stable, mais assez inattendu pour le sol de Grimari qui est stable : il faut voir là peut-être l'effet de la forte teneur en matière organique de ce sol, entraînant une mouillabilité réduite [1]. Ensuite vient le sol sableux de surface avec un μ moyen de l'ordre de 0,85. Enfin le μ le plus faible, 0,49, est obtenu avec le sous-sol argilo-sableux stable de Grimari. Nous reviendrons sur le sol en mottes dans le chapitre VI regroupant l'ensemble des informations relatives à l'influence de l'état structural.

D. Résumé et conclusions

Les principaux points acquis au long de ce chapitre peuvent être résumés ainsi :

Lorsqu'un arrosage d'intensité constante est apporté à un sol sec, le front visible d'humectation progresse à vitesse constante. Le régime stable ne s'établit qu'à l'issue d'un stade initial où la vitesse du front est décroissante. Le stade initial n'affecte qu'une faible profondeur d'humectation.

L'existence de ce régime stable est un fait nouveau. Elle pose un problème quant à la nature du phénomène. Si on essaie d'appliquer les théories classiques de la capillarité, et notamment la loi de Poiseuille, on aboutit à la conclusion que l'infiltration de l'eau dans le sol est un phénomène trop complexe pour être régi par cette loi simple. En effet, le désaccord est grand entre l'application de la loi et les faits observés.

Dans un autre ordre d'idées, les essais révèlent que la vitesse d'avancement du front varie avec l'intensité de la pluie. Une formule empirique simple a permis de relier ces deux grandeurs d'une façon satisfaisante.

Dans les chapitres suivants, nous verrons ce que ces comportements impliquent quant à la répartition de l'eau dans le sol pendant l'arrosage.

---

[1] On sait en outre de ce sol qu'il a une érodibilité moyenne pour les conditions africaines, et donc forte pour l'Europe, à savoir 5 T/ha/an environ (Communication personnelle de A. Combeau).

CHAPITRE III

DISTRIBUTION DE L'EAU DANS LES PROFILS

A. Remarques préliminaires. Le processus schématique d'infiltration

Le régime d'infiltration stable, caractérisé par une vitesse constante du front, impliquerait le processus schématique suivant, partiellement prévu par YOUNGS (1960) : pendant un premier stade les gouttes de pluie qui tombent sur le sol sec contribuent à amener la couche superficielle à une certaine humidité. Puis, au fur et à mesure que l'arrosage se prolonge, il se constitue une « zone à fort gradient d'humidité » surmontant le front. Au cours de ce stade, la vitesse de progression du front, d'abord rapide, va en décroissant, car une quantité d'eau de plus en plus élevée est retenue dans les couches successives.

A l'issue de ce premier stade, la zone à fort gradient se déplace en profondeur par *translation*. L'eau apportée ultérieurement vient alimenter une zone à *humidité constante* qui s'allonge. On se trouve ainsi dans les conditions d'un régime stable :

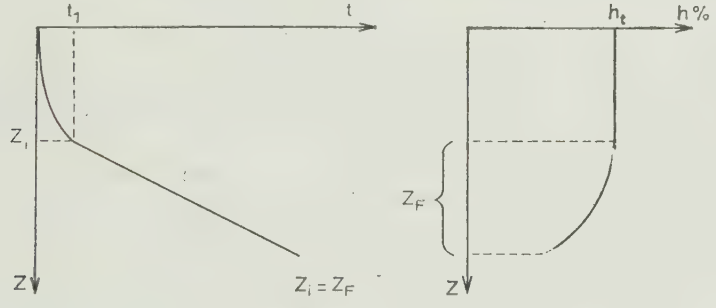


FIG. 12. — *Avancement du front et profil hydrique.*
Processus schématique d'après YOUNGS.
$Z_i = Z_f$.

le débit apporté par la pluie est véhiculé par le sol avec une vitesse constante.

Ce processus suppose que la profondeur de la zone à fort gradient (z_f) soit égale à la profondeur z_i à partir de laquelle la vitesse du front est constante (fig. 12).

Dans le but de confronter l'expérience avec cette façon de prévoir le phénomène, nous avons procédé pour chaque essai d'infiltration à la détermination du

profil hydrique. Dans chacun d'entre eux (fig. 13 à 20) on peut distinguer, de bas en haut, quatre zones :

— *le front d'humectation*, zone théoriquement réduite à un plan, pratiquement de très faible épaisseur. C'est la donnée expérimentale la mieux définie dans un profil hydrique ;

— *la zone à fort gradient d'humidité*, surmontant le front, équivalant à la « zone d'humectation » de Bodman et Colman (1943). Si elle apparaît nettement dans tous les profils, son extension vers le haut est parfois difficile à définir, notamment quand il y a un changement graduel de l'humidité vers

— *une zone intermédiaire*, qui correspondrait à la zone d'humidité constante avec la profondeur ;

— *la zone superficielle* surmontant la précédente, et ayant une profondeur de 2 à 3 cm.

Rappelons que pour chacun des sols étudiés, nous avons plusieurs profils hydriques correspondant à des intensités d'arrosage différentes. Avec l'ensemble des résultats obtenus nous allons donc successivement examiner :

1° dans quelle mesure le processus schématique de l'infiltration est confirmé par l'expérience ;

2° l'influence particulière de l'intensité d'arrosage sur la distribution de l'eau dans le profil, en distinguant les différentes parties de celui-ci.

B. Confrontation du processus schématique avec l'expérience

Nous examinerons successivement l'allure de la *zone intermédiaire*, puis la correspondance entre les grandeurs z_i et z_f définies plus haut, et enfin l'existence du phénomène de translation.

1° *La zone intermédiaire des profils hydriques*

L'examen des profils expérimentaux (fig. 13 à 20) montre qu'on peut regrouper la plupart d'entre eux en quatre classes, correspondant aux profils hydriques types représentés sur la figure 21.

Le type I comporte une *humidité constante* dans la zone intermédiaire. Dans nos essais les profils suivants (1) se rapprochent de ce type : Grimari 0 — 15 (0,125 — 0,52), Grimari 15 — 30 (1,673), Grimari 15 — 30 *mottes* (0,082), Pierre-Plate 15 (1,80), Pierre-Plate 45 (0,084 — 0,41 — 0,506).

Ce type de profil hydrique est loin d'être le plus fréquent dans nos essais. De plus, on ne le rencontre qu'avec les sols sableux et les sols argileux de structure stable.

Il est difficile de le rattacher à une intensité de pluie. En effet avec les sols sableux il semble qu'il apparaisse avec les intensités élevées, mais la zone à humidité constante est alors très peu développée : pour Pierre-Plate 45 (0,506) elle n'affecte que 6 cm de profondeur alors que la tranche humectée est de 24 cm. Il en est de même pour les sols argileux stables : la zone à humidité constante ne concerne

(1) Les nombres entre parenthèses correspondent à l'intensité de l'arrosage en mm/mn.

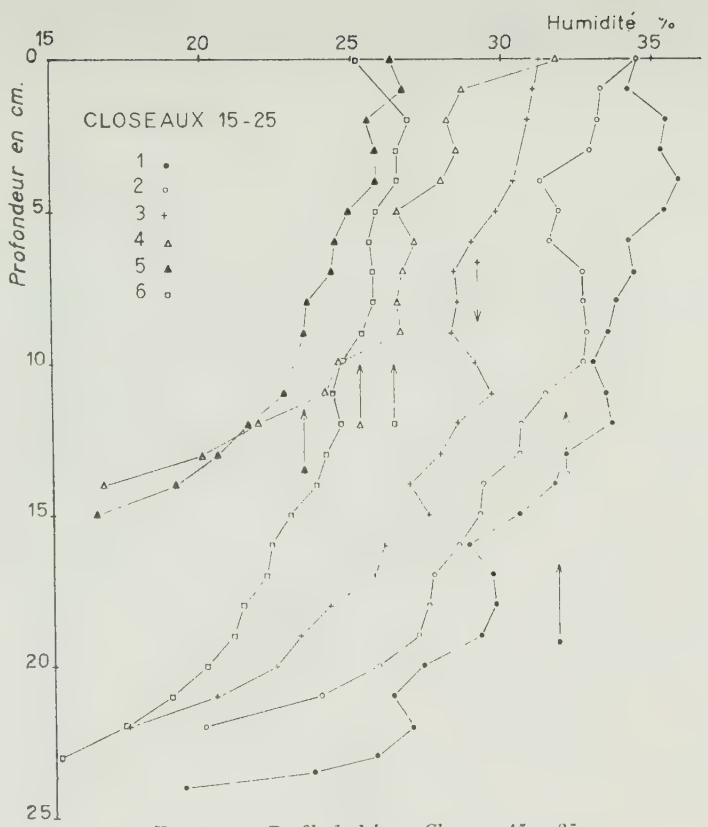


FIG. 13. — *Profils hydriques Closeaux 15 — 25.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,355 2 : 0,184 3 : 0,123
4 : 0,078 5 : 0,029 6 : 0,017

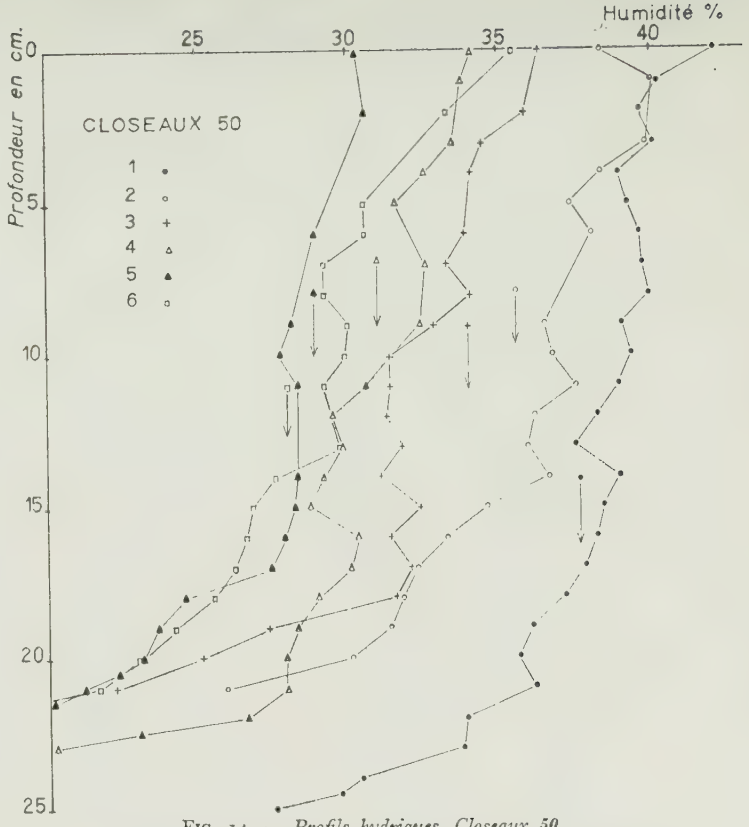


FIG. 14. — *Profils hydriques. Closeaux 50.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,556 2 : 0,196 3 : 0,123
4 : 0,052 5 : 0,021 6 : 0,018 9

La flèche indique la valeur calculée d'après le rapport I/V (cf. chap. V).

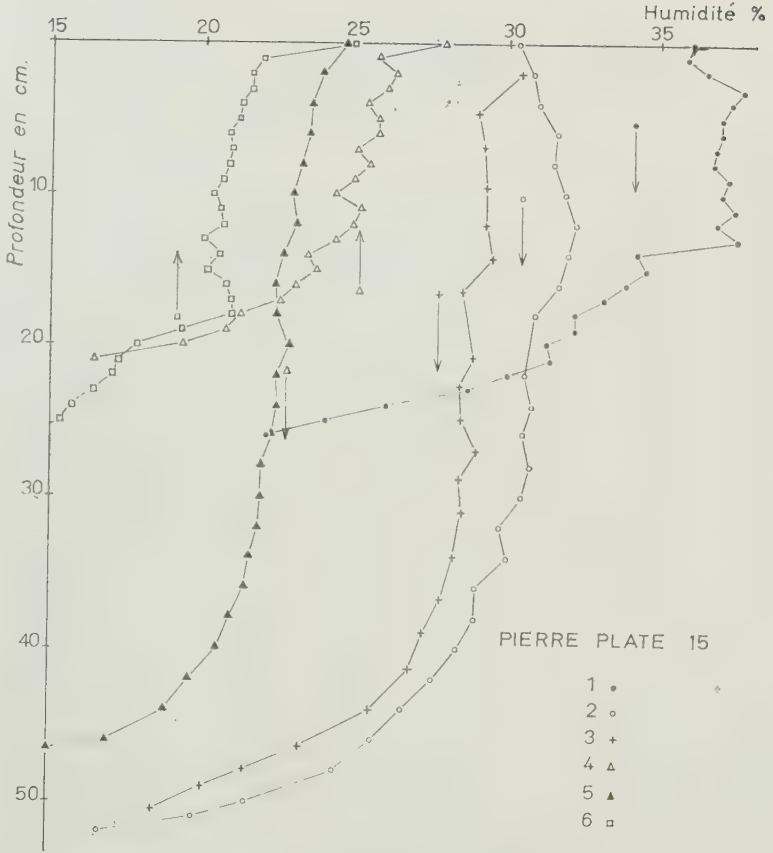


FIG. 15. — *Profils hydriques Pierre-Plate 15.*
Intensités mm/mn : 1 : 1,800 2 : 0,750 3 : 0,420
4 : 0,205 5 : 0,077 6 : 0,027

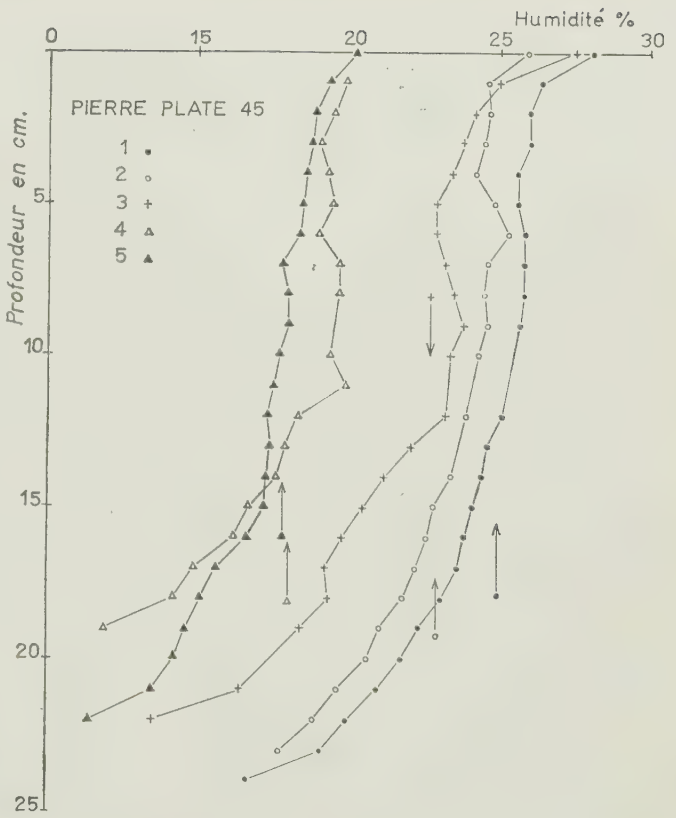


FIG. 16. — *Profils hydriques Pierre-Plate 45.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,506 2 : 0,410 3 : 0,195
4 : 0,084 5 : 0,035

La flèche indique la valeur calculée d'après le rapport I/V (cf. chap. V).

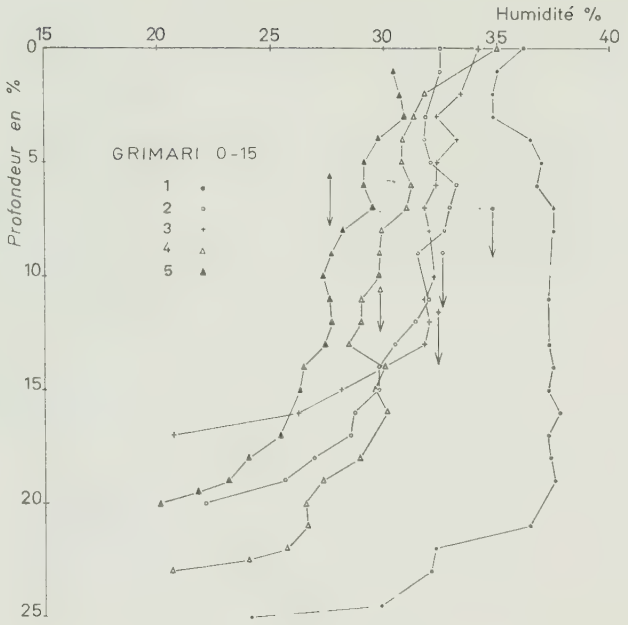


FIG. 17. — *Profils hydriques Grimari 0 — 15.*
Intensités mm/mn : 1 : 0,520 2 : 0,140 3 : 0,125
4 : 0,054 5 : 0,014

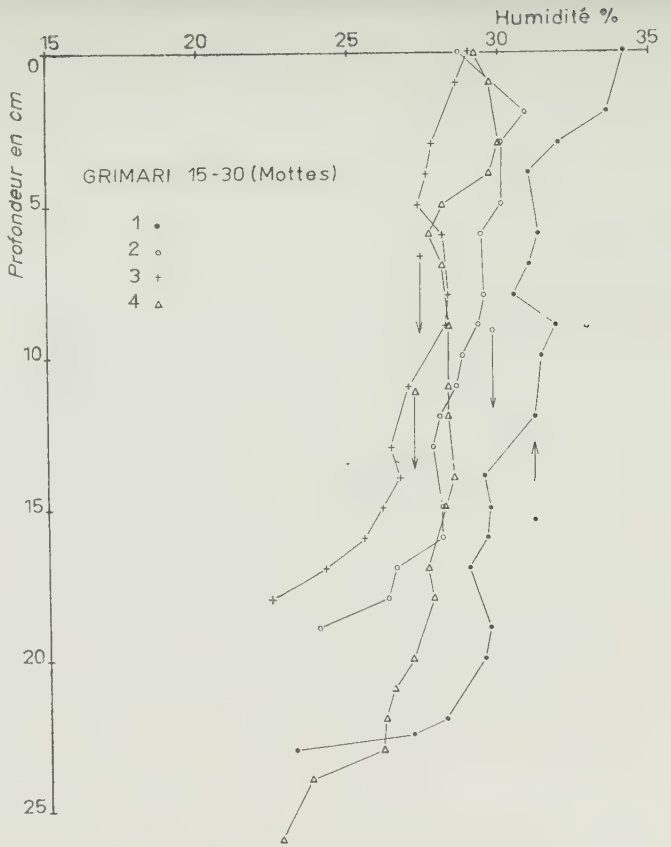


FIG. 19. — *Profils hydriques Grimari 15 — 30 (mottes).*
Intensités mm/mn : 1 : 0,643 2 0,286 3 : 0,082
4 : 0,045

La flèche indique la valeur calculée d'après le rapport I/V (cf. chap. V).

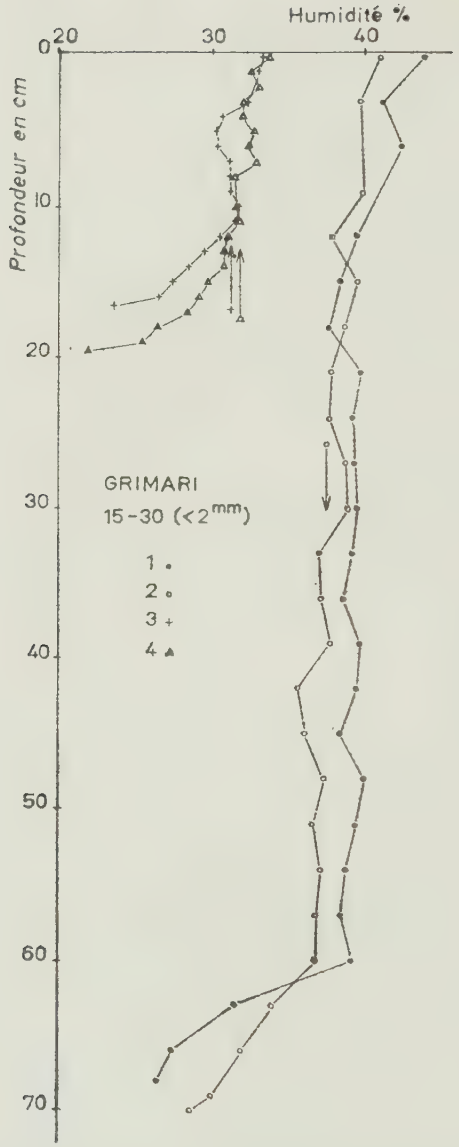


FIG. 18. — *Profils hydriques Grimari 15 — 30 < 2 mm.*
Intensités mm/mn 1 : 1,673 2 : 0,784 3 : 0,112 4 : 0,049
La flèche indique la valeur calculée d'après le rapport I/V (cf. chap. V)

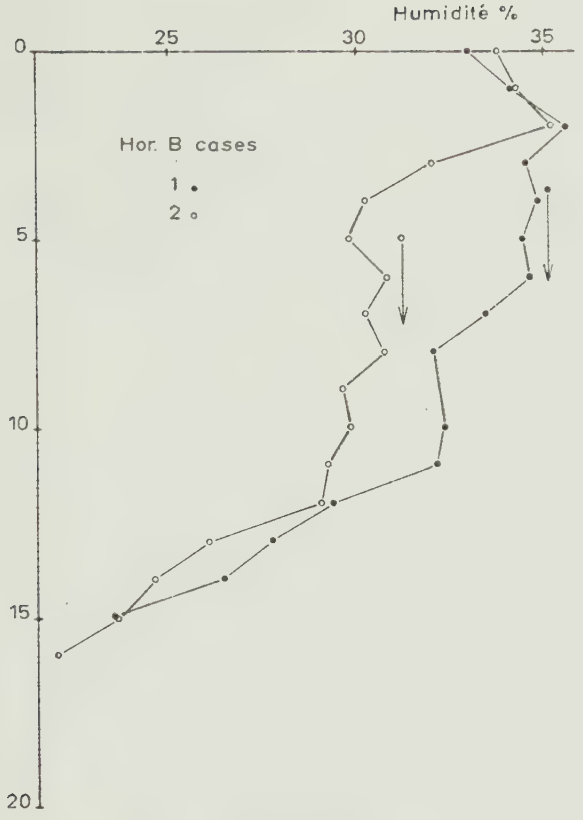


FIG. 20. — *Profils hydriques Hor. B. cases*
Intensités mm/mn : 1 : 0,337 2 : 0,156
La flèche indique la valeur calculée d'après le rapport I/V (cf. chap. V).

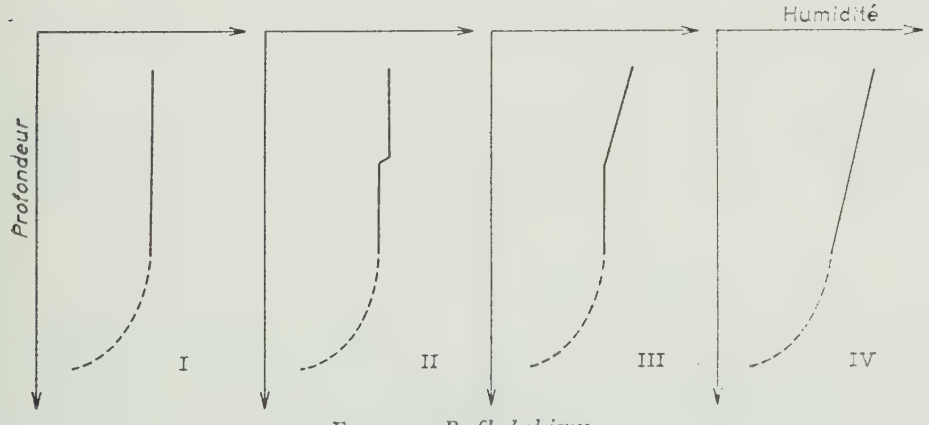


FIG. 21. — *Profils hydriques.*
Types de zone intermédiaire.

qu'une partie relativement faible de la tranche humectée, à l'exception de Grimari 15 — 30 (1,673).

Le type II comporte *deux paliers à humidité constante.* Nous rencontrons des profils expérimentaux de cette forme avec les mêmes sols que précédemment, à savoir : Grimari 0 — 15 (0,014 — 0,054), Grimari 15 — 30 (0,049 — 0,784), Grimari 15-30 *mottes* (0,0453 — 0,286 — 0,643) ainsi que pour deux essais avec des sols argilo-limoneux moyennement stables : Hor. B (0,337) et Closeaux 50 (0,052 2). Pour ces deux derniers cas le rapprochement avec le type II est d'ailleurs peu net. Par contre les deux paliers apparaissent nettement avec les sols argilo-sableux stables. Là encore il est impossible de rattacher la présence de ce type de profil à une intensité de pluie.

Les deux paliers se situent à des taux d'humidité assez voisins, avec une différence de 2 à 3 p. 100 seulement.

Le type III comporte de bas en haut *un palier à humidité constante surmonté d'une zone à gradient plus ou moins prononcé.*

Cette allure se rencontre essentiellement avec les sols argilo-limoneux : Closeaux 15 — 25 (0,078 — 0,184), Closeaux 50 (0,018 9 — 0,021 3 — 0,123), Hor B (0,156) ainsi que pour un essai sur sol sableux : Pierre-Plate 45 (0,195), Dans tous ces cas le palier à humidité constante est peu développé (moins de 10 cm).

Le type IV ne comporte *qu'une zone à gradient faible.* Nous le trouvons pour les essais avec les sols sableux qui ne donnent pas de profil du type I. Nous le rencontrons également pour les sols argilo-limoneux lorsqu'ils ne présentent pas le profil de type III. Pour ces sols il semble lié aux fortes intensités d'arrosage : Closeaux 15 — 25 (0,123 et 0,355), Closeaux 50 (0,196 et 0,556). Ce type de profil est donc assez fréquent. Rubin et *al.* (1964) l'ont observé avec un sol argileux. Il va sans dire que lorsqu'il se présente, il est assez difficile de distinguer la zone à fort gradient de la zone à faible gradient, aucune solution de continuité nette ne séparant ces deux zones.

On voit donc que, strictement parlant, la zone intermédiaire à humidité constante est relativement peu fréquente. Néanmoins, et compte tenu des difficultés expérimentales, il ne faut pas surestimer les variations que nous avons relevées. En effet dans les types III et IV l'humidité ne varie que de 2 à 3 p. 100 de bas en haut de la zone intermédiaire. Donc, globalement, la zone intermédiaire a une humidité peu variable, sinon constante, et il semble que pour cet aspect du problème le processus schématique soit vérifié, du moins pour certains sols. Nous avons noté en effet que les types I et II (qui en est voisin) se rencontrent surtout avec les sols argilo-sableux stables et les sols sableux. Il est vraisemblable que plus le matériau étudié est instable au contact de l'eau, plus on s'éloigne des représentations simples.

2° *Correspondance entre* z_i *et* z_f

La *zone à fort gradient d'humidité* est délimitée en bas par le front et en haut par une transition plus ou moins nette avec la zone intermédiaire. Elle est parfaitement caractérisée par une croissance, de plus en plus lente, de l'humidité de bas en haut. Elle apparaît sans aucun doute possible dans toutes les expériences.

Nous avons apprécié l'épaisseur z_f de cette zone sur les graphiques. Dans les cas où la zone intermédiaire a une humidité relativement constante, z_f peut être mesuré avec une précision de l'ordre du cm. Au contraire, dans les cas où la zone

intermédiaire accuse elle-même un gradient d'humidité, la limite entre ces deux zones est obligatoirement assez floue. Aussi les valeurs portées sur le tableau 6 donnent-elles plutôt un ordre de grandeur.

Le premier résultat qui apparaît est que, pour un sol donné, l'épaisseur z_f dépend de l'intensité de l'arrosage.

TABLEAU 6

Zone à fort gradient d'humidité ou « zone d'humectation »

Sol	Intensité I (mm/mn)	Épaisseur de la zone à fort gradient (z_f cm)	z_i cm (1)	Sol	Intensite I (mm/mn)	Épaisseur de la zone à fort gradient (z_f cm)	z_i cm (1)
Closeaux 15 — 25	0,355	11	2	Pierre-Plate 15	1,80	13	2
	0,184	11	8		0,75	11	2
	0,123	9	7,5		0,42	10	2
	0,078	5	3,5		0,205	9	6
					0,077 5	9	9
Closeaux 50	0,556	8	1,5	Pierre-Plate 45	0,506	11-12	4
	0,196	6	5		0,41	11,5	ε
	0,123	?	7,5		0,195	10	3
	0,052	?	5,5		0,084	7	ε
	0,018 9	8,5	5,5				
Grimari 0 — 15	0,52	4	ε	Grimari 15 — 30 (mottes)	0,64	10	ε
	0,14	5	3		0,286	8,5	ε
	0,125	4	3		0,082	8	7
	0,054	6	5,5		0,045	6	8
Grimari 15 — 30	1,67	4	ε	Hor. B	0,337	9	2
	0,78	5	ε		0,156	6	3,5
	0,112	5,5	3				
	0,049	7,5	3,5				

(1) z_i est la profondeur à partir de laquelle la vitesse d'avancement du front est constante.

Toutefois il est difficile de prévoir le sens de cette relation. La tendance générale paraît être à un accroissement de z_f avec l'intensité. Mais nous avons constaté dans un cas (Grimari 0 — 15) une constance relative de cette grandeur, et dans un autre cas (Grimari 15 — 30) une relation inverse.

Au contraire la longueur de z_i est d'autant plus faible que l'intensité d'arrosage est élevée. Ceci se produit pour la plupart des sols étudiés.

Comme z_f n'est pas nettement déterminé par l'intensité, il s'ensuit qu'il y a rarement égalité entre z_i et z_f. D'une façon générale $z_i \leqslant z_f$. Cela revient à dire que la vitesse de progression du front, devient constante *avant* que la zone à fort gradient (z_f) ne soit formée. Il paraît donc y avoir une certaine indépendance entre ces phénomènes, contrairement à ce que laissait supposer le processus schématique énoncé au début de ce chapitre.

On est ainsi conduit à l'interprétation suivante : l'humidité qui se trouve au front d'humectation progresse avec une vitesse propre, dépendant de l'intensité d'arrosage. A l'arrière de ce front se produit une accumulation d'eau, relativement plus importante avec les intensités élevées.

3° *Vérification de l'existence du phénomène de translation*

Ce phénomène suppose qu'à partir du moment où la zone à fort gradient est formée, l'eau apportée contribue à allonger la zone intermédiaire, sans modifier la zone à fort gradient qui continue à avancer en conservant la même forme de profil hydrique.

Pour vérifier ce phénomène il suffit d'appliquer la même pluie à deux colonnes du même sol. Les prélèvements sont échelonnés dans le temps, de façon à obtenir un profil *sans* zone intermédiaire, et un autre *avec*. Nous avons choisi pour cet essai un sol ayant une zone intermédiaire à humidité relativement constante.

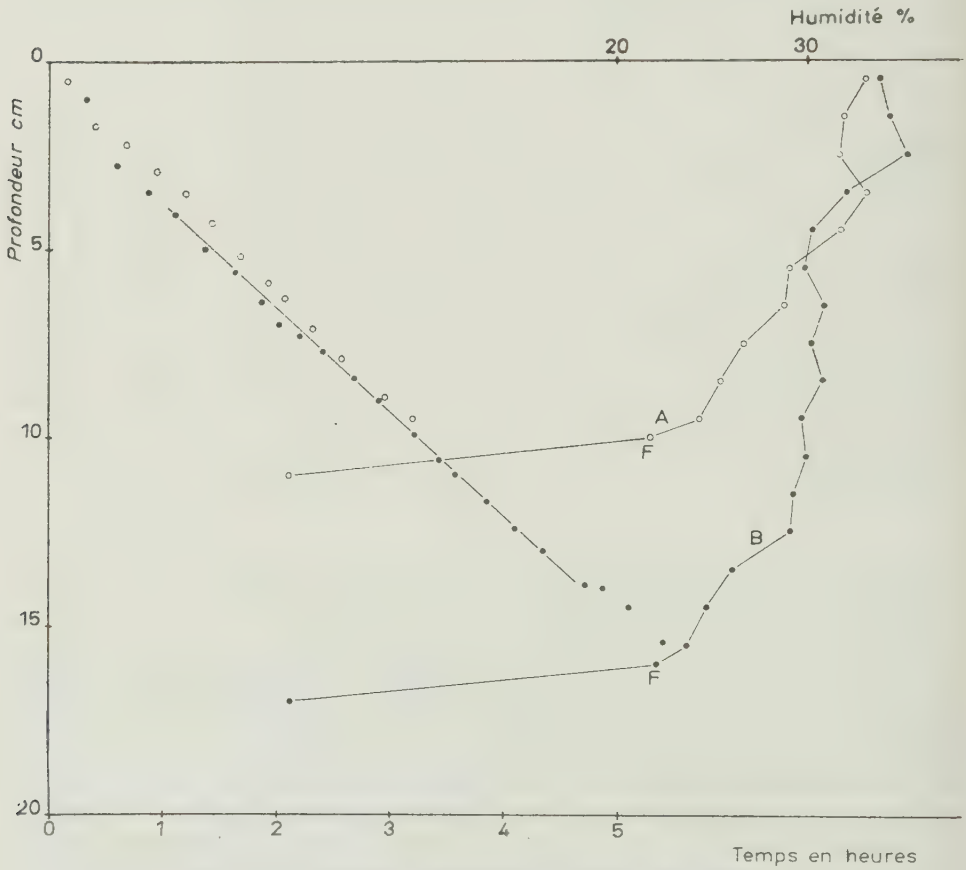


FIG. 22. — *Vérification expérimentale de l'effet de translation.*
Avancement du front et profils hydriques pour une même intensité et deux doses d'arrosage.
F : front Doses A : 30,4 mm B : 50,6 mm.

Cette expérience a été effectuée avec l'horizon B amené à une densité apparente de 1,2. Le débit d'arrosage a été de 0,156 mm/mn pour les deux colonnes. Pour la première (A) l'essai a été arrêté après un apport de 30,4 mm, pour la seconde (B) après un apport de 50,6 mm.

Les résultats sont les suivants (fig. 22) :

Les profondeurs humectées sont respectivement 10 cm et 16 cm. Dans les deux

cas, le front a progressé de 0,5 cm après la fin de l'arrosage. Son humidité est pratiquement identique pour les deux essais (21,9 et 22,0 p. 100). Au-dessus on note la zone à fort gradient d'humidité. Pour les deux colonnes elle a à peu près la même forme. La limite supérieure se situe à 29 p. 100. La colonne B comporte en outre une zone intermédiaire bien nette, avec une humidité voisine de 30 p. 100. Dans les deux cas la couche de surface est plus riche en eau.

Tout se passe donc comme si le profil B procède du profil A par simple allongement de la zone intermédiaire. L'effet de translation est donc vérifié pour ce sol. Selon RUBIN (1964) il apparaît également avec un sable mais n'est pas net avec un matériau argileux.

4° *Conclusions*

Nous constatons donc que le comportement schématique n'est que partiellement vérifié par l'expérience.

En effet :

— la translation de la zone à fort gradient existe bien, en tout cas avec l'exemple étudié, mais

— la zone intermédiaire n'a pas toujours une humidité constante,

— la correspondance entre z_i et z_f n'apparaît que dans de rares cas, et pour des intensités d'arrosage faibles.

Ces résultats montrent qu'il faudra reconsidérer le problème de l'infiltration avec un schéma différent de celui adopté jusqu'à présent. Une tentative dans ce sens sera faite plus loin (chap. IV). Au préalable, nous allons examiner d'autres données expérimentales relatives aux profils hydriques.

C. Variations des différentes caractéristiques du profil hydrique avec l'intensité d'arrosage

1° *Le front d'humectation*

Expérimentalement, c'est une couche de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, limitée vers le bas par la séparation très nette entre la terre sèche et la terre humide. Elle correspond à un changement brusque de la teneur en eau, la couche sous-jacente claire étant beaucoup plus sèche (tabl. 7).

Pour un sol donné ce gradient dépend de l'intensité d'arrosage ; en effet, plus cette dernière est élevée, et plus l'humidité du front est grande, mais corrélativement l'humidité sous le front devient plus faible. Inversement, l'humidité sous le front est la plus élevée pour les intensités les plus faibles : cette tendance est particulièrement nette pour les sols « lourds », comme les Closeaux ; elle n'apparaît presque pas avec les sols argileux ferralitiques ni avec le sol sableux non-organique. Tout se passe comme si, au niveau du front, il y avait distillation de l'eau qui se condense plus bas sur la terre encore sèche. Il est logique qu'un tel phénomène ne soit observable que lorsque l'avancement du front est lent, et que la vitesse de déplacement de la vapeur est grande par rapport à celle de la phase liquide

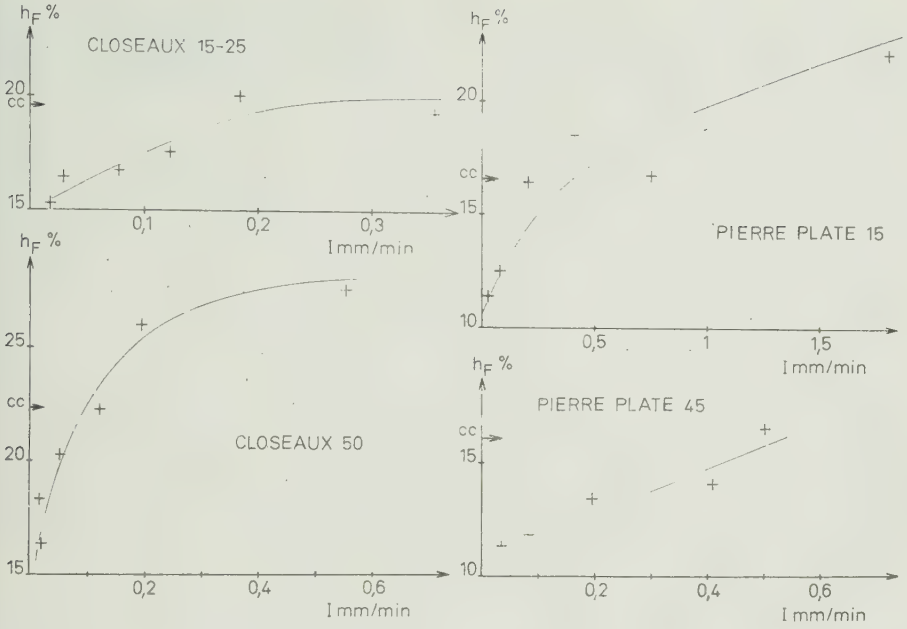
La variation de l'humidité du front suivant l'intensité est donnée dans ce même

TABLEAU 7

Humidité (p. 100 de poids) dans et sous le front d'humectation

Sol	Arrosage (mm/mn)	Humidité %		Fond du tube	
		Front	Sous le front	Humidité	Distance au front (cm)
Closeaux 15 — 25	0,017 8	15,2	2,4	1,7	4
	0,029 7	16,4	2,2	2,1	9
	0,078	16,7	2,2	2,0	10,5
	0,123	17,5	1,7	1,5	6
	0,184	20,0	1,9	1,9	3
	0,355	19,3	1,5	1,5	4
Closeaux 50	0,018 9	18,3	4,2	3,7	6
	0,021 3	16,3	3,7	2,9	6
	0,052 2	20,2	4,0	3,3	4,5
	0,123	22,2	3,0	3,0	7
	0,196	25,9	3,5	3,4	4
	0,556	27,5	3,5	3,1	2
Grimari 0 — 15	0,014	20,1	2,3	1,7	6
	0,054 3	20,6	—	1,6	4
	0,125	20,7	1,8	1,6	7
	0,140	22,1	1,5	1,8	4
	0,52	24,1	1,7	1,3	3
Grimari 15 — 30	0,049	21,8	3,4	1,0	9,5
	0,112	23,4	1,4	1,4	9
	0,784	28,5	—	1,2	9
	1,673	—	—	—	—
Grimari 15 — 30 (mottes)	0,045 3	22,6	—	—	—
	0,082	22,4	1,3	1,4	8
	0,286	24,0	2,0	1,4	8
	0,643	23,2	1,1	1,1	5
Pierre-Plate 15	0,027 4	11,4	0,8	—	1
	0,077 5	12,5	1,3 à 0,9	0,6	22
	0,205	16,4	0,5	0,8	4
	0,42	18,5	0,7	0,7	19
	0,75	16,7	0,5	0,8	18
	1,80	22,1	0,6	0,6	2
Pierre-Plate 45	0,035 3	11,4	0,8	0,6	3
	0,084	11,9	0,5	0,5	6
	0,195	13,5	0,9	0,5	3
	0,41	14,2	0,6	0,5	3
	0,506	16,6	0,7	0,4	3
Hor. B.	0,156	22,0	2,6	2,4	10
	«	21,9	2,7	2,7	16
	0,337	23,5	2,6	2,6	11

tableau 7. Elle apparaît d'une façon plus claire sur des graphiques (fig. 23) dont l'examen révèle les résultats suivants :



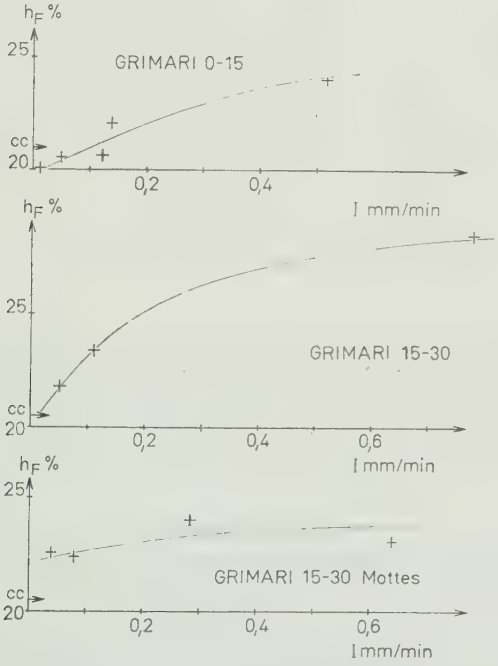


FIG. 23. — *Relation entre l'humidité du front* (h_f) *et l'intensité d'arrosage* (*I*).
cc : capacité au champ.

— Le front est d'autant plus humide que l'arrosage est plus intense, avec les terres tamisées à 2 mm. Pour la terre sous forme d'agrégats de 5 à 10 mm, elle semble au contraire assez constante et donc relativement indépendante de l'arrosage.

— La valeur de la *capacité au champ* est généralement située dans cette gamme, c'est-à-dire qu'il existe pour chaque sol des humidités du front inférieures ou supérieures à la capacité au champ. Cette dernière valeur n'apparaît donc en aucune façon comme une limite. Pour les sols « lourds » étudiés, à l'exception de Grimari 15 — 30, l'humidité du front est inférieure à la capacité du champ tant que le débit d'arrosage n'excède pas 0,15 mm/mn. Pour les sols sableux il en est de même tant que le débit d'arrosage est inférieur à 0,50 mm/mn. Donc, pour ces derniers, la gamme des débits pour lesquels l'humidité du front est inférieure à la capacité au champ est plus grande que pour les sols « lourds ». Pour Grimari 15 — 30, toutes les valeurs de l'humidité du front sont supérieures à la capacité au champ ; pour la fraction agrégée, elles l'excédent de 2 à 3 p. 100. Remarquons que pour l'horizon de surface du même sol (Grimari 0 — 15) les humidités du front inférieures à la capacité au champ sont très voisines de cette dernière valeur : la différence n'excède pas 1 p. 100. Pour les sols lourds des Closeaux, ainsi d'ailleurs que pour les sols sableux, le front peut avoir des humidités beaucoup plus faibles que la capacité au champ.

— L'augmentation de l'humidité du front avec l'intensité d'arrosage est continue et monotone. Rapide au début, elle a tendance à devenir plus faible avec les intensités élevées : l'ensemble des points se répartit sensiblement sur une courbe d'allure asymptotique. Ne fait exception que le sol sableux non-organique (Pierre-Plate 45) pour lequel la croissance semble linéaire dans le domaine exploré, qui est d'ailleurs plus réduit que pour l'horizon organique du même sol.

L'augmentation de l'humidité du front est variable suivant les matériaux :

— avec les sols « lourds » des Closeaux, elle est rapide au-dessous de la capacité au champ, surtout pour le sous-sol limono-argileux ;

— avec les sols sableux, cette croissance est plus lente ;

— avec les sols argilo-sableux ferrallitiques, elle est soit très faible, soit inexistante (mottes).

Remarquons cependant que la comparaison avec la capacité au champ est purement indicative. Cette grandeur est en effet définie comme la quantité d'eau qui reste dans le sol après qu'un *drainage* rapide ait évacué l'eau excédentaire. L'humidité du front, au contraire, correspond à de l'eau qui pénètre dans un sol *sec*. On a toutes les raisons de penser que ce n'est pas la même porosité qui est concernée dans les deux cas.

Il faut cependant retenir de ces expériences que l'humidité du front n'est pas indépendante de l'intensité d'arrosage, et que la variation est différente suivant la nature du sol.

Nous avons montré précédemment que la vitesse du front elle aussi varie avec l'intensité. On peut penser alors qu'il existe une relation entre cette vitesse et l'humidité du front. Comme d'après certains travaux (Green, 1963) c'est le gradient de succion au niveau du front qui gouverne l'infiltration, nous avons cherché à le vérifier à l'aide des données expérimentales. Les valeurs de la vitesse sont portées sur un

graphique (fig. 24) en regard des gradients d'humidité (à défaut des gradients de succion difficilement mesurables dans un système dynamique en humectation). D'après ces résultats, il apparaît que pour les faibles vitesses, celles-ci sont d'autant plus grandes que le gradient est élevé. Au delà, les vitesses sont indépendantes de

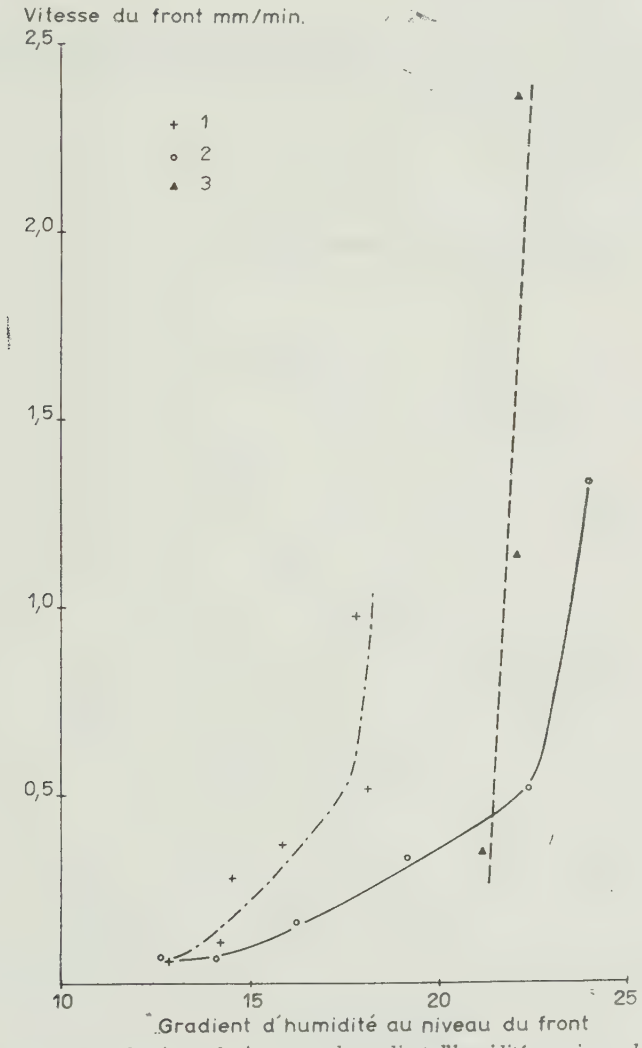


FIG. 24. — *Variation de la vitesse du front avec le gradient d'humidité au niveau de ce dernier.*
Gradient = h (front) — h (sous le front). Les prélèvements sont distants de 1 cm.
1 : Closeaux 15 — 25.
2 : Closeaux 50.
3 : Grimari 15 — 30 (mottes).

ce gradient. Cette dernière situation couvre tout le domaine étudié pour le sol en mottes. Dans ces conditions, il est difficile d'admettre que la vitesse d'infiltration soit déterminée par le gradient d'humidité tel qu'il est mesuré.

2° *La zone intermédiaire*

Nous avons noté précédemment que l'*allure* de la zone intermédiaire peut être modifiée par l'intensité d'arrosage et la nature du sol. Ici nous allons considérer uniquement l'humidité moyenne (1) de cette partie du profil hydrique, et étudier sa variation avec l'intensité d'arrosage.

Certains auteurs ont déjà fait état de l'influence de l'intensité sur la saturation du sol. Pour la plupart d'entre eux (Emerson et Grundy, 1954 ; Youngs, 1960 ;

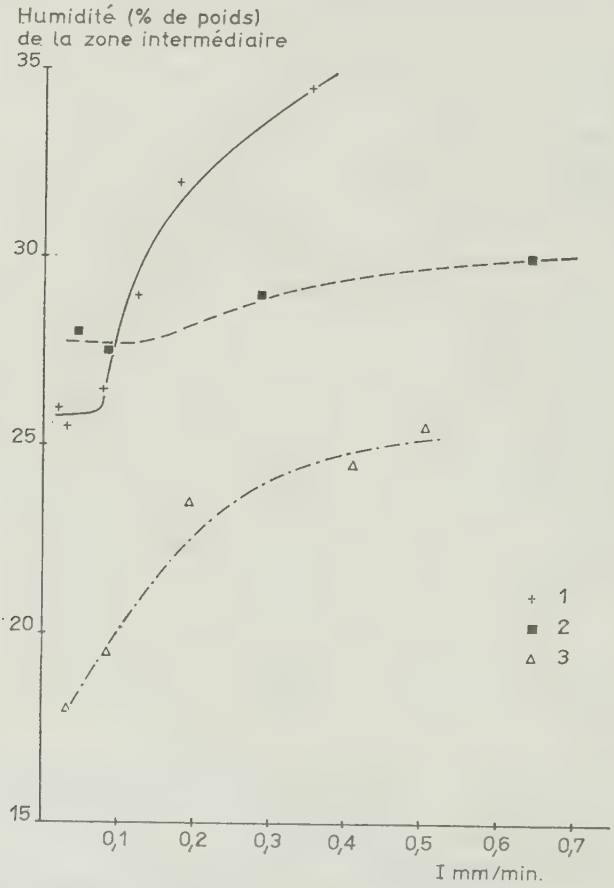


Fig. 25. — *Variation de l'humidité de la zone intermédiaire avec l'intensité d'arrosage.*
1 : Closeaux 15 — 25.
2 : Grimari 15 — 30 (mottes).
3 : Pierre-Plate 45.

Rubin et *al.*, 1964) l'humidité est d'autant plus élevée que l'arrosage est intense. Les résultats de Marshall et Stirk (1949), bien qu'exprimés en succions et non en teneur en eau, laissent également supposer une telle tendance.

Pour nos sols, cette variation apparaît d'une façon tout à fait nette (fig. 25). On remarque cependant un fait nouveau : *pour les faibles intensités, l'humidité de la zone intermédiaire est pratiquement indépendante de l'arrosage.*

(1) Nous avons pris la moyenne des humidités extrêmes de la zone intermédiaire.

En effet pour trois des matériaux étudiés (Closeaux et sous-sol de Grimari) les profils correspondant aux deux plus faibles intensités sont même légèrement plus saturés avec l'intensité la plus réduite. Avec le sol en mottes ils sont superposés (voir fig. 13, 14, 18, 19).

Ce comportement nous permet de définir un nouveau concept : *l'humidité minima à l'infiltration*, qui est précisément cette humidité indépendante de l'intensité d'arrosage.

Néanmoins cette grandeur particulière ne se manifeste pas avec les deux sols sableux ni avec l'horizon de surface de Grimari.

Pour ce qui est de la croissance de l'humidité avec l'intensité, elle est variable suivant les sols. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point (chap. V).

3° « *Engorgement* » *du profil au-dessus du front*

Pour un profil hydrique donné, la différence d'humidité entre le front et la zone intermédiaire est le deuxième (1) paramètre caractérisant la zone à fort gradient

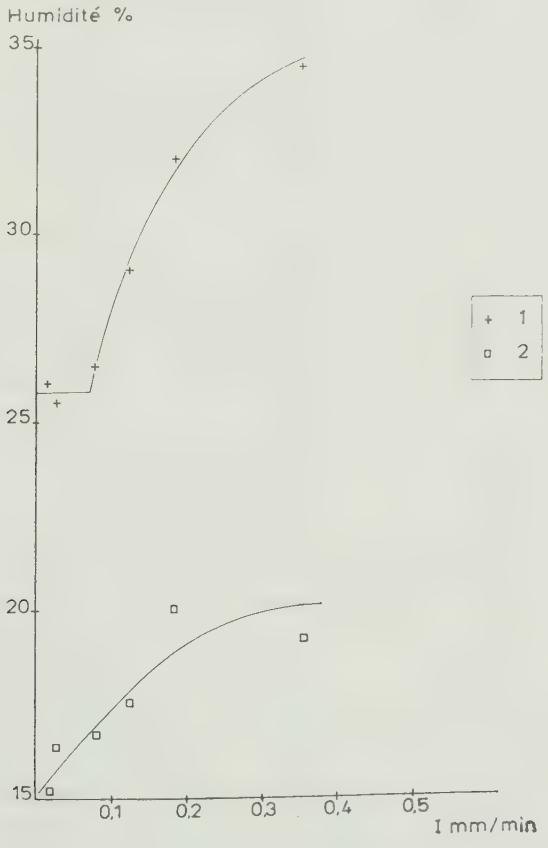


Fig. 26. — *Variation comparée de l'humidité de la zone intermédiaire* (1) *et de l'humidité du front* (2) *avec l'intensité d'arrosage.*
Closeaux 15 — 25.

(1) Le premier étant le développement en profondeur z_f de cette zone, examiné plus haut.

TABLEAU 8

« Engorgement » du profil au-dessus du front

Sol	Arrosage (mm/mn)	Humidité %		
		Zone intermédiaire (1)	Front	Différence (2)
Closeaux 15 — 25	0,017 8	25-27	15,2	11
	0,029 7	25-26	16,4	9
	0,078	26-27	16,7	10
	0,123	28-30	17,5	11,5
	0,184	31-33	20,0	12
	0,355	34-35	19,3	15
Closeaux 50	0,018 9	28-30	18,3	11
	0,021 3	28-29	16,3	12
	0,052 2	31-33	20,2	12
	0,123	31-34	22,2	10
	0,196	35-37	25,9	10
	0,556	38-40	27,5	11,5
Grimari 0 — 15	0,014	27-30	20-1	8,5
	0,054	29-31	20,6	9,5
	0,125	31-33	20,7	11
	0,140	31-33	22,1	10
	0,52	37-38	24,1	13,5
Grimari 15 — 30	0,049	31-33	21,8	10
	0,112	30-32	23,4	8,5
	0,784	38-39	28,5	10
Grimari 15 — 30 (mottes)	0,045	27-29	22,6	5,5
	0,082	27-28	22,4	5,0
	0,286	28-30	24,0	5,0
	0,643	29-31	23,2	7,0
Pierre-Plate 15	0,027	20-21	11,4	9
	0,077	22-23	12,5	10
	0,205	25-26	16,4	9
	0,420	28-29	18,5	10
	0,750	30-31	—	—
	1,800	37-38	21,2	15,5
Pierre-Plate 45	0,035	17-19	11,4	6,5
	0,084	18-20	11,9	7,5
	0,195	23-24	13,5	10
	0,410	24-25	14,2	10,5
	0,506	25-26	16,6	9
Hor. B.	0,156	30-31	22,0	8,5
	0,337	33-35	23,5	11,5

(1) Valeurs extrêmes
(2) Valeurs arrondie

d'humidité, ou zone d' « humectation » d'après Bodman et Colman (1943). Nous l'appellerons « engorgement de la zone d'humectation ». La connaissance de ce paramètre peut aider à comprendre le mécanisme de l'infiltration. En effet si aucun obstacle ne se présentait à l'avancement de l'eau, on aurait simplement un front et derrière lui une zone unique à humidité constante : à la limite c'est ce qu'on observe lorsque de l'eau pénètre dans un tuyau, ou qu'elle s'élève dans un tube capillaire. Le fait que dans un corps poreux comme le sol l'humidité ne soit pas constante à l'arrière du front indique qu'il y a un « freinage » qui s'exerce de façon variable à différents niveaux. Par suite, une partie de l'eau est retardée dans son mouvement descendant.

Puisqu'aussi bien l'humidité du front que celle de la zone intermédiaire augmentent avec l'intensité d'arrosage, on est amené à considérer leur variation relative. Les données du tableau 8 montrent que l'« engorgement » varie relativement peu avec l'intensité, tant que celle-ci est réduite. La tendance serait à une augmentation, mais très faible. Elle est cependant confirmée par les « engorgements » nettement plus marqués avec les intensités maxima employées. Cela tient à ce que l'humidité de la zone intermédiaire augmente plus vite que celle du front (fig. 26). Tout se passe donc comme si il y avait un « freinage » relativement plus important avec les arrosages forts.

On notera en outre que l'engorgement est peu différent d'un sol à l'autre. Les propriétés texturales interviennent donc peu sur ce phénomène. Par contre, on observe un effet très net de la structure : avec le sol en mottes l'engorgement est moins prononcé qu'avec le même sol tamisé à 2 mm.

4° *La zone superficielle*

Nous considérons comme zone superficielle les deux ou trois centimètres supérieurs de la colonne, qui surmontent la zone intermédiaire.

Trois cas se présentent : ou bien l'humidité en surface est nettement plus forte que dans le reste du profil, ou bien elle est du même ordre de grandeur, ou enfin elle est plus faible.

Ce dernier cas est assez exceptionnel : il faudrait l'attribuer soit à une évaporation (peu probable en raison des précautions prises pendant les expériences), soit plutôt à une redistribution de l'eau à l'issue de l'arrosage ; cette dernière hypothèse semble confirmée par le fait que le gradient inversé se trouve surtout avec les arrosages de forte intensité, et donc des profils hydriques riches en eau. Il y a là une difficulté expérimentale inhérente au phénomène étudié.

Dans la majorité des cas l'humidité en surface est soit voisine, soit nettement supérieure à celle de la zone intermédiaire. Une accumulation d'eau en surface se trouve d'une façon particulièrement nette avec tous les essais conduits avec le sol sableux non-organique et peu stable (Pierre-Plate 45), avec plusieurs essais conduits avec le sol sableux organique (Pierre-Plate 15). Pour les matériaux caractérisés par une zone intermédiaire du type I ou II, c'est-à-dire avec un ou deux paliers à humidité relativement constante (c'est le cas du sol argilo-sableux stable) la couche de surface a généralement une humidité voisine de celle du palier supérieur pour les faibles intensités d'arrosage, alors qu'avec les pluies plus fortes l'engorgement en surface serait plus prononcé. Cette distinction correspond plus à une tendance qu'à un ordre bien défini. Enfin pour les sols argilo-limoneux peu stables (Closeaux), où la zone

intermédiaire est du type III ou IV, la couche de surface est purement et simplement le prolongement de cette zone : dans ce cas on ne peut même pas parler d'une couche de surface bien différenciée car il n'y a pas de changement brusque d'humidité.

Il semble donc qu'en règle générale les intensités d'arrosage élevées tendent à provoquer une accumulation d'eau dans la partie supérieure de la colonne de terre. Un effet structural vient se superposer au précédent, comme nous l'avons déjà montré (Feodoroff, 1960) : l'engorgement superficiel est favorisé par la finesse de la structure et par sa mauvaise stabilité au contact de l'eau.

D. Résumé et conclusions

La constatation essentielle est que les profils hydriques en cours d'arrosage par aspersion ne revêtent pas une allure constante quels que soient le sol et l'intensité d'arrosage.

Avec les sols argileux à structure stable et les sols sableux, la tendance est à un profil rectiligne au-dessus de la zone à fort gradient. Pour les autres, au contraire, on assiste à une accumulation graduelle d'eau de bas en haut. Cette première considération limite déjà le champ d'application du processus, exposé au début de ce chapitre, à une certaine catégorie de matériaux. Mais la non-concordance entre l'aspect dynamique de l'infiltration et la distribution de l'eau dans le sol ($z_i \neq z_f$) le rend tout à fait invraisemblable. Ce processus doit être repensé sur des bases nouvelles, conformes à l'expérience : nous allons nous y employer au chapitre suivant.

L'influence de l'intensité d'arrosage est prépondérante. La distribution de l'eau est affectée à tous les niveaux : front et sous le front, zone intermédiaire, et, d'une façon moins systématique, couche de surface. Mais la constance de la zone intermédiaire dans une certaine gamme de faibles intensités, caractérisant ainsi le nouveau concept d'humidité minima à l'infiltration, introduit encore une donnée complémentaire dans ces comportements fort complexes.

CHAPITRE IV

RECHERCHE DE SCHÉMAS EXPLICATIFS POUR RENDRE COMPTE DE L'INFILTRATION SANS PLAN D'EAU EN SURFACE

Nous avons vu que ni les théories de la capillarité, ni le processus proposé par YOUNGS (1960) ne permettent de représenter fidèlement les phénomènes observés. La complexité même de ce corps poreux qu'est le sol s'oppose à l'application directe des principes physiques simples basés sur la capillarité. Dans le cas étudié, la difficulté est accrue par le fait que le sol n'est pas saturé.

L'essai de schématisation que nous allons proposer est purement descriptif. Il ne constitue qu'une première approche pour rendre compte des données expérimentales.

Dans le phénomène qui nous intéressse, l'infiltration concerne un matériau préalablement sec. On a toutes les raisons de penser que l'eau pénètre et se déplace en priorité dans les vides qui offrent le moins de résistance, c'est-à-dire dans les plus gros pores. Cette conception est en accord avec le schéma de HALLAIRE (1953) qui a montré que, pour l'horizon B, l'humidité du front en ascension capillaire correspond à une succion de l'ordre de 125 cm, alors que la même humidité en régime de drainage correspond à une succion de 1 450 à 2 800 cm. Un taux d'humidité ne préjuge donc en rien, *a priori*, de la façon dont l'eau est logée, ce qui limite singulièrement tout essai d'explication fondé sur des humidités considérées en valeur absolue. C'est pourquoi nous allons parler dorénavant en termes de porosité.

En se basant sur les idées généralement admises, on peut considérer que :

a) la porosité du sol sec est constituée par des vides de dimensions différentes ;

b) ces pores peuvent être regroupés par classes définies par leurs dimensions extrêmes ;

c) chaque classe représente une fraction plus ou moins importante de la porosité totale.

Dans une première étape, nous supposerons que la porosité reste inchangée au contact de l'eau, ce qui élimine les effets de gonflement et de dégradation de la structure.

Nous avons choisi un mode de représentation simple (fig. 27). En abscisses figurent les classes de pores par ordre de dimensions croissantes, jusqu'au point S (saturation) qui représente la porosité totale. En ordonnées sont les profondeurs (OZ).

Une ligne brisée telle que $ABCD$ délimite chacune des classes qui, à un moment donné et à une profondeur donnée, est effectivement affectée par l'infiltration, c'est-à-dire plus ou moins remplie d'eau. La longueur d'un segment vertical tel que

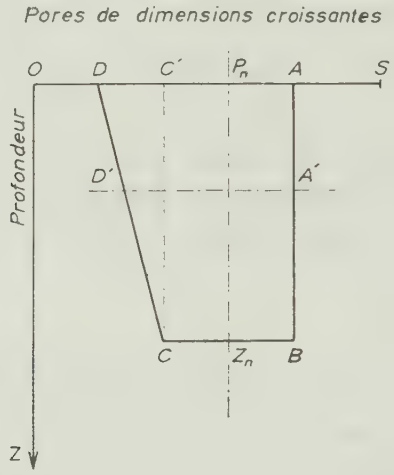


Fig. 27. — *Représentation du processus d'infiltration.*

$PnZn$ est proportionnelle à la profondeur d'humectation de la classe considérée. La longueur d'un segment horizontal tel que $D'A'$ correspond à l'humidité au niveau donné. Si ce segment est déplacé vers la droite par translation, cela indique que la même quantité d'eau est logée dans des pores plus gros en moyenne.

A. Développement de l'infiltration pour une intensité d'arrosage donnée

D'après les résultats expérimentaux, tout se passe comme si deux phénomènes jouaient conjointement : une masse d'eau se déplace vers la *profondeur* sous l'effet de la gravité et de la succion, en suivant un chemin préférentiel correspondant à des pores relativement gros (fig. 27, aire $ABCC'$). Simultanément des pores plus fins, encore vides, prélèvent par succion sur cette masse des quantités d'eau qui suivent un *cheminement latéral* et échappent ainsi au mouvement descendant (fig. 27, aire $CC'D$). Le développement chronologique de ce processus se présenterait de la façon suivante :

1° *Premier stade : vitesse du front décroissante*

Les premières gouttes qui tombent sur le sol sec pénètrent dans les pores qui offrent le moins de résistance, c'est-à-dire dans les plus gros. Simultanément des pores plus fins et vides, interconnectés avec ceux qui sont remplis, exercent une succion sur l'eau. Les ménisques les plus grands se rompent : la classe AS se libère de l'eau qu'elle contenait. Une partie de l'eau progresse vers le bas et en même temps le remplissage se développe vers des classes de dimensions de plus en plus faibles, c'est-à-dire vers la gauche sur le graphique.

Au bout d'un temps t_1 (ligne $ABCD$) la couche de surface, qui est restée le plus longtemps au contact de l'eau, est humectée jusqu'en D (fig. 28 A). Avec la profondeur, la durée de contact avec l'eau décroît et la progression latérale de l'eau par succion n'affecte que des classes de dimensions de plus en plus élevées, ce qui est représenté par la ligne CD. Pour la simplicité nous l'avons assimilée à une droite. S'agissant de la représentation d'un phénomène différé, dépendant de la forme et du nombre des pores, il est très probable que la courbe est plus complexe. Actuellement nous n'avons aucun moyen de la préciser.

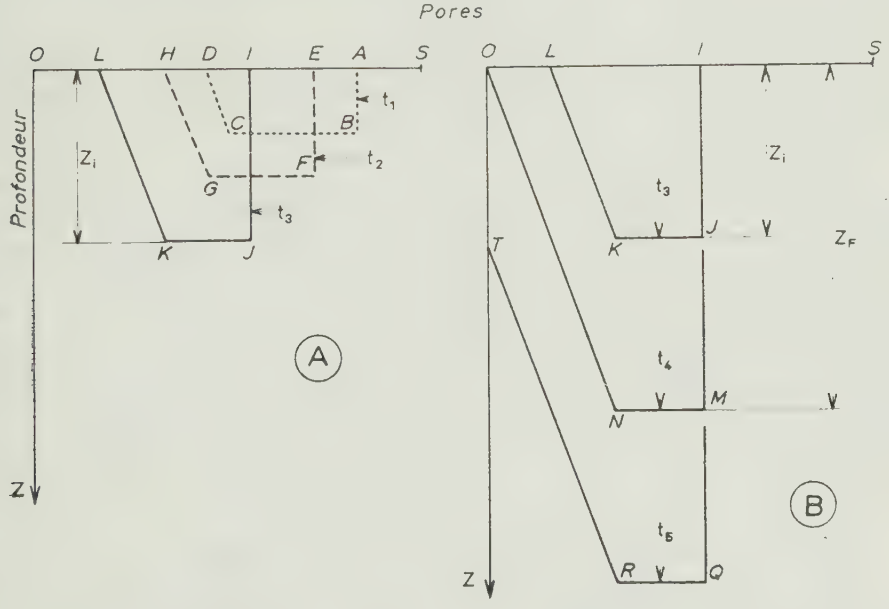


FIG. 28. — *Développement de l'infiltration pour une intensité d'arrosage donnée.*
A : stade initial à vitesse décroissante.
B : stade à vitesse constante.

Au temps t_1 le front occupe l'intervalle de classes CB, constitué de gros pores et sa vitesse est grande.

Au fur et à mesure que le temps, et donc l'apport d'eau, progresse, le prélèvement latéral par succion continue à s'exercer à tous les niveaux, ce qui a pour effet de vider les plus gros pores au profit de classes de dimensions plus faibles. Au temps $t_2 > t_1$ cette distribution est représentée par $EFGH$. Le front correspond au remplissage des classes GF, en moyenne plus petites que CB. Sa vitesse en t_2 est par suite plus faible qu'en t_1 car les frottements liés à la surface totale de contact sol-eau sont plus élevés.

Au temps $t_3 > t_2$ le même processus conduit à la répartition schématisée par $IJKL$. Le front correspond au remplissage de l'intervalle de classes KJ de dimensions moyennes plus faibles que GF. La vitesse du front en t_3 est plus faible qu'en t_2. En surface la succion par les pores fins n'est pas achevée.

Le processus ainsi schématisé rend compte des résultats expérimentaux suivants : ralentissement progressif de la vitesse depuis la temps $t = 0$ jusqu'à t_3 ; le

front a atteint à ce moment la profondeur z_i ; la zone d'humectation à fort gradient d'humidité n'est pas totalement formée.

2° Deuxième stade : vitesse du front constante

Lorsque le front a atteint la profondeur z_i, nous admettons qu'il s'établit, à son niveau, un équilibre dynamique entre, d'une part, l'apport d'eau réglé par l'intensité d'arrosage et, d'autre part, les différentes forces régissant les prélèvements latéraux. En d'autres termes, nous admettons qu'à partir de la profondeur z_i et quelle que soit la profondeur $z > z_i$, le remplissage au niveau du front affecte toujours les mêmes classes de porosité et reste constant. Cela correspondrait à la constance de l'humidité du front et de sa vitesse, vérifiée expérimentalement. Sur le graphique (fig. 28 B) ce processus est représenté par la constance de la longueur du segment décrivant le front : $KJ = NM$ etc.

Nous avons admis qu'à la fin du premier stade les prélèvements latéraux n'avaient pas atteint leur maximum. Donc à partir du temps t_3 ($IJKL$) ils continuent à progresser jusqu'à atteindre le point O correspondant aux plus petits pores. Au temps t_4 la zone d'humectation ($IMNO$) a achevé son développement. Sa profondeur est $IM > IJ$. Ensuite cette zone se déplace vers le bas par translation, en laissant derrière elle la zone intermédiaire TO qui s'allonge.

Cette succession de schémas permet de représenter la donnée expérimentale la plus fréquente dans nos essais : le front avance à vitesse constante *avant* que la zone à fort gradient (ou d'humectation) ne soit formée. Elle fait en outre intervenir le phénomène de translation dont nous avons vérifié l'existence avec un de nos sols.

B. Variations avec l'intensité d'arrosage

En plus de nos propres observations, nous allons faire intervenir les résultats de Marshall et Stirk (1949).

Ces auteurs ont soumis à l'arrosage par aspersion des colonnes de sols différents (sable de dune, limon, argile). A l'intérieur des colonnes ils avaient placé des tensiomètres. Ces dispositifs étaient arrosés avec des intensités différentes. Comme référence les auteurs ont pris la « capacité minima d'infiltration », débit relativement constant véhiculé par le sol lorsqu'il est soumis à l'humectation avec un plan d'eau constant en surface, un certain temps après le début de l'expérience. Ils ont appliqué une intensité soit égale à la « capacité minima d'infiltration », soit deux fois ou quatre fois plus faible.

Les mesures de succion sont relatives à la zone intermédiaire du profil hydrique. Elles montrent que la valeur moyenne des succions mesurées en cours d'infiltration est d'autant plus élevée que l'intensité d'arrosage est réduite. Ces succions sont faibles et comprises entre 7 et 22 cm suivant les essais.

On peut en conclure que les succions ainsi mesurées correspondent aux pores les plus gros effectivement occupés par l'eau dans un essai considéré. Par voie de conséquence, lorsque l'intensité est plus élevée, il y a des pores plus gros effectivement remplis par l'eau. Cette façon de voir rejoint les conclusions de Hanks et Bowers (1963) qui décrivent ainsi l'influence de la relation diffusivité-humidité sur l'infiltration

(avec plan d'eau) : « lorsque la diffusivité D est multipliée par 2 dans la zone de saturation, l'infiltration est modifiée. Cependant des variations du centuple de la diffusivité dans les faibles humidités n'ont pas d'influence significative sur l'infiltration. Cela implique que l'infiltration est gouvernée, dans une large mesure, par des propriétés du sol à des humidités voisines de la saturation et est peu influencée par les propriétés du sol dans la gamme des faibles humidités. » Il est vraisemblable que « l'humidité voisine de la saturation » correspond au remplissage des plus gros pores, qui exerceraient ainsi un rôle prédominant.

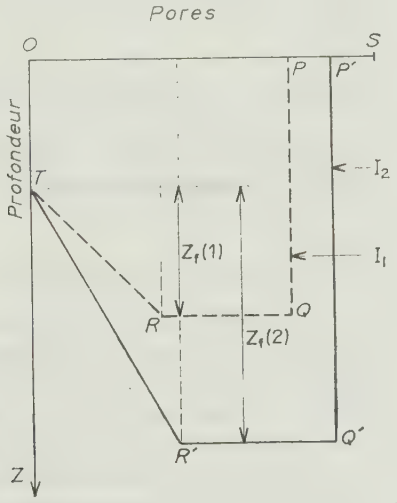


FIG. 29. — *Développement de l'infiltration pour deux intensités d'arrosage* ($I_1 < I_2$).
Stade à vitesse constante. Les temps sont différents.
Pour faciliter la comparaison, on fait coïncider les points T.

Nous proposons donc de représenter ces phénomènes avec les schémas de la figure 29. Nous considérons la répartition de l'eau avec deux intensités telles que $I_1 < I_2$. Ces schémas sont relatifs au régime stable de l'infiltration : la vitesse du front est constante et la zone à fort gradient est formée ($t > t_1$). Ils permettent de rendre compte de la plupart des données expérimentales :

— la succion dans la zone intermédiaire (de profondeur OT) est la plus faible avec I_2. Par conséquent des pores plus gros sont remplis d'eau : $OP' > OP$. Donc l'humidité de la zone intermédiaire est plus élevée avec la plus forte intensité d'arrosage ;

— la vitesse du front devient constante après une pénétration z_i plus faible avec I_2 qu'avec I_1. Comme suite du schéma proposé antérieurement pour lepremier stade de la formation du profil, R' est situé sur un axe vertical plus à droite que R ;

— l'engorgement de la zone d'humectation (différence entre l'humidité du front et celle de la zone intermédiaire) est par conséquent plus important avec l'intensité la plus forte ;

— la vitesse d'infiltration V est la plus grande avec I_2. Cela correspondrait à un remplissage de pores plus gros en moyenne ($Q'R'$ plus à droite que QR). Pour les faibles intensités, l'expérience montre que V croît avec l'humidité du front : $Q'R'$

représente une teneur en eau plus forte que QR. Pour les intensités élevées, l'expérience montre que V est pratiquement indépendant de l'humidité au front : il faut admettre alors un décalage de $Q'R'$ vers la droite, de telle façon que les pores occupés par l'eau en mouvement soient de plus en plus gros, mais que l'humidité totale reste inchangée quel que soit I ;

— l'épaisseur z_f de la zone d'humectation augmente avec I. Cela proviendrait du fait que, à l'arrière du front, les prélèvements latéraux par succion sont relativement plus lents avec I_2 qu'avec I_1, car la vitesse du front est plus grande dans le premier cas. Par conséquent $R'T'$ possède sur le schéma une pente plus forte que RT, et donc z_f (2) > z_f (1).

C. Quelques aspects exclus du schéma général

La façon dont nous avons imaginé le processus d'infiltration s'harmonise avec la plupart des résultats expérimentaux. Cependant certains ont été délibérément laissés de côté : nous allons à présent les examiner.

1° *Les longueurs* z_f *et* z_i *sont égales*

Cette égalité, impliquant la coïncidence entre la formation complète de la zone d'humectation et l'établissement de la vitesse constante, n'apparaît que rarement, et toujours pour les *plus faibles intensités* d'arrosage. Par suite, les prélèvements latéraux par succion seraient relativement importants par rapport à la fraction de l'eau qui migre en profondeur. Dans ces conditions il suffirait d'admettre, en nous reportant au schéma (fig. 28 A), que lorsque le front a atteint son remplissage« d'équilibre » (KJ), les prélèvements latéraux en surface ont rempli *tous* les pores jusqu'aux plus fins, autrement dit la ligne KL se trouverait remplacée par une ligne KO.

Une telle convergence pourrait être facilitée par une bonne mouillabilité du matériau et par l'absence de gonflement. Youngs (1960) l'a en effet invoquée à la suite d'essais avec de la poussière d'ardoise.

2° *La zone intermédiaire des profils hydriques n'a pas une humidité constante*

Dans nos essais ce phénomène s'observe essentiellement avec les sols de limon, peu stables. Il apparaît également dans les travaux de Rubin (1964) avec le sol argileux. Au contraire l'humidité de la zone intermédiaire est relativement constante avec le sol ferrallitique stable à l'eau et non gonflant ainsi qu'avec les sables. Pour ce dernier matériau Rubin a obtenu le même résultat que nous, et Youngs (1960) l'a constaté avec de la poussière d'ardoise.

On est donc amené à penser que c'est l'instabilité de la structure qui est à l'origine de l'accumulation graduelle de l'eau de bas en haut de la zone intermédiaire. Mais il n'est pas facile de préciser la nature intime des phénomènes. On en est réduit à des hypothèses. Dans la mesure où le gonflement intervient nous pouvons prévoir :

a) une augmentation de l'eau stockée par les colloïdes [1] et corrélativement,

[1] Pour Quirck et Panabokke (1962), aux faibles succions et avec des sols moyennement argileux l'eau de gonflement peut constituer 10 à 15 p. 100 de la terre sèche. Quelques essais effectués par des voies différentes confirment cet ordre de grandeur.

b) une réduction de la dimension des gros pores, entraînant une diminution de la vitesse de l'eau.

Chacun de ces phénomènes serait d'autant plus accentué que la terre est restée longtemps au contact de l'eau. Leur effet se ferait donc de moins en moins sentir avec la profondeur, ce qui se manifesterait par l'abaissement de l'humidité.

3° *Accumulation d'eau dans la couche superficielle*

La façon peu systématique dont se manifeste ce phénomène rend illusoire la recherche d'une explication unique. Tout au plus pourrait-on invoquer, pour les sols instables, les conséquences du gonflement, de la dispersion ou de l'éclatement des agrégats. Avec les sols sableux, on pourrait penser à un glissement des grains en présence d'eau en excès, ce qui réduirait les dimensions des plus gros pores. Il s'agirait en somme dans la plupart des cas d'une modification de la morphologie de la porosité dans la couche qui reste le plus longtemps en contact avec l'eau, et dont l'humidité est probablement très élevée tout au début de l'infiltration.

D. Vérification expérimentale de l'effet de pénétration « en coin »

Pour rendre compte des résultats expérimentaux à l'aide de nos schémas, nous avons admis qu'une partie de l'eau apportée au sol pénètre de préférence dans certains pores qui correspondent au front, alors qu'une autre partie échappe au mouvement descendant en humectant des pores plus fins situés à l'amont du front. L'eau entrerait ainsi dans le sol par un effet de « coin » que nous nous sommes proposé de vérifier par une voie expérimentale indépendante.

Le principe de ce contrôle est le suivant : commencer l'arrosage d'une colonne de terre sèche avec de l'eau pure, puis remplacer cette source d'arrosage par de l'eau marquée, apportée avec la même intensité. A l'issue de l'expérience, on recherche dans la colonne de terre la répartition du traceur, ainsi que celle de l'eau. Pour tirer des conclusions, il faut faire l'hypothèse que la diffusion propre du traceur est négligeable, et donc que le traceur se déplace avec sa solution.

Comme traceur nous avons choisi l'ion chlore, qui est d'un usage assez courant dans l'étude de ce genre de problèmes (Abramova, 1956 ; Tschapek, 1961). Son dosage par le nitrate d'argent peut être réalisé avec une grande précision grâce à la détermination potentiomètrique du virage au moyen de deux électrodes Ag-AgCl (McInnes et Dole 1928).

1° *Réalisation de l'essai*

Une colonne de 30 cm de haut a été remplie d'Horizon B, avec une densité apparente de 1,2. Elle fut soumise à un arrosage à l'eau pure, puis, au bout d'un certain temps, elle fut rapidement pesée et placée sous un capillaire alimenté par une solution de Cl_2Ca à 1 p. 100 (soit une concentration de 16,9 méq/100 cm^3). A l'issue de ce nouvel arrosage, elle fut de nouveau pesée. La quantité d'eau pure ainsi apportée au début de l'essai était de 30,0 mm avec une intensité de 0,147 mm/mn. Puis 21,9 mm de solution de chlorure ont été apportés avec une intensité de 0,140 mm/mn (légèrement plus faible que pour l'eau pure). La durée totale de l'arrosage a été de six heures.

On a prélevé ensuite le sol par couches de 1 cm environ. Dans chacune d'elles on a déterminé l'humidité et la teneur en chlore.

A partir de ces données, on peut évaluer, à chaque niveau, la quantité d'eau « apportée » (c'est-à-dire de solution de Cl_2Ca). Soit une couche dont le poids de terre sèche (à 105°) est y g, contenant x méq. de Cl. La solution d'apport contient z méq. de Cl pour 100 cm³ d'eau. La teneur en solution de cette couche, exprimée en cm³ de liquide pour 100 g de terre sèche, est donnée par

$$h_s\ \% = \frac{100 \cdot x \cdot 100}{z \cdot y}$$

2° *Résultats et discussions. Pénétration et déplacement de l'eau*

La teneur en solution (*hs*) est relativement constante dans les quatre premiers centimètres de la colonne (fig. 30). Ensuite elle tombe très rapidement jusqu'à 8,5 cm

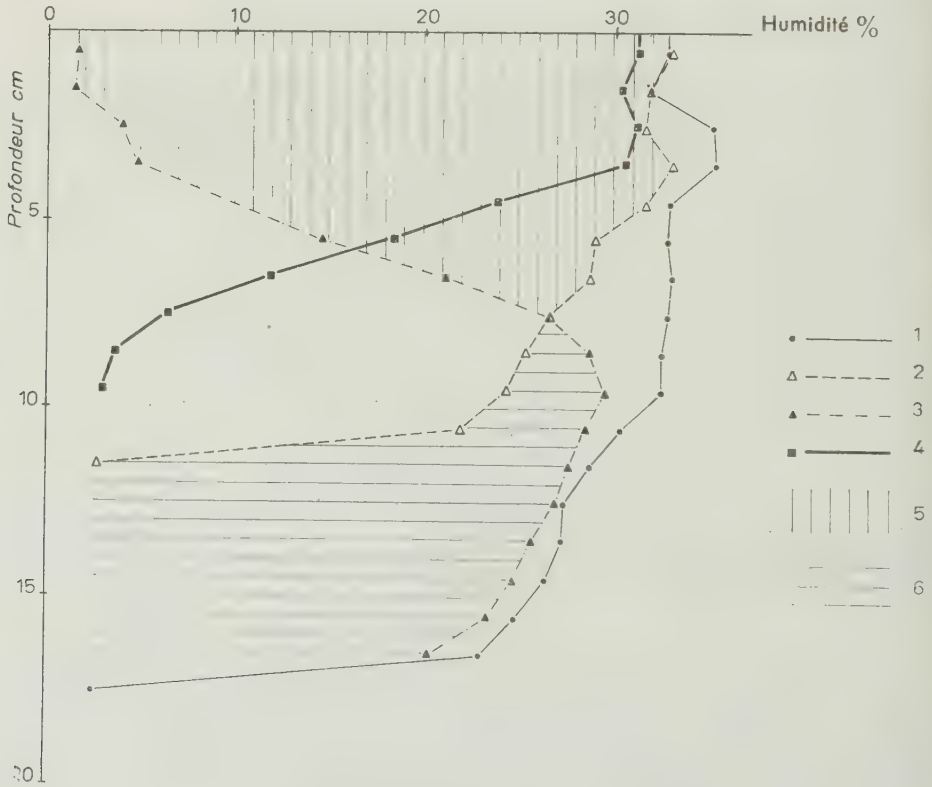


Fig. 30. — *Vérification expérimentale de l'effet de pénétration « en coin ».*

1 : profil hydrique final (h_f) ;
2 : profil hydrique initial (h_i) ;
3 : eau préexistante dans le profil hydrique final (h_p) ;
4 : solution (h_s) ;
5 : eau pure initiale déplacée ;
6 : eau pure initiale apportée.

de profondeur. Plus bas, et jusque dans la terre sèche, les concentrations en Cl par rapport au sol sont quasiment constantes, sauf un léger accroissement au front. On peut donc admettre que la solution de chlorure a atteint seulement la profondeur de 8,5 cm.

Deux faits sont particulièrement dignes d'attention :

— dans les deux premiers centimètres, la teneur en solution est sensiblement égale à l'humidité totale,

— à partir du 5e centimètre, la teneur en solution décroît alors que la teneur totale en eau reste pratiquement constante.

Si l'on retient l'hypothèse généralement admise que l'ion Cl diffuse relativement peu (dans le temps considéré) dans l'eau pure contenue initialement dans le profil[1], et qu'on admet par conséquent que la concentration en Cl indique la position de la solution, on est fondé à penser que l'eau d'apport pénètre dans la terre humide par un effet de « coin », avec une pointe avancée vers le bas. Cette expérience tend donc à confirmer les schémas que nous avons proposés pour le processus d'infiltration.

Les résultats de cet essai permettent même de pousser l'analyse du phénomène un peu plus loin, et de voir notamment où se retrouve l'eau contenue initialement dans le profil (c'est-à-dire avant l'apport de la solution). Nous aborderons ce problème suivant la méthode utilisée par TSCHAPEK [2] (1961).

Soit une couche dont l'humidité totale, à l'issue de l'arrosage par l'eau puis la solution, est h_t et dont l'humidité initiale (avant l'apport de chlorure) était h_i. L'eau apportée est h_s. L'eau préexistante de cette couche est $h_p = h_t - h_s$. En comparant h_p à h_i, nous pouvons établir le sort subi par l'eau initialement contenue à ce niveau.

Si $h_p < h_i$, la différence entre ces deux valeurs indique la quantité d'eau initiale *expulsée* ou *déplacée* par la solution. Si $h_p > h_i$, la différence indique la quantité d'eau initiale *apportée*, provenant des couches supérieures.

Ne pouvant matériellement déterminer h_i sur la même colonne, nous avons fait un essai complémentaire avec une dose d'arrosage de 30,4 mm et une intensité de 0,156 mm/mn. Cet essai a donc reproduit à peu de chose près la distribution de l'eau *avant* l'apport de la solution.

Il apparaît (fig. 30) que l'eau initiale a été déplacée par la solution. Le remplacement est presque complet dans les couches superficielles, puis diminue avec la profondeur. La zone d'humectation finale est constituée par de l'eau initiale déplacée des couches supérieures.

Vers le milieu du profil se trouve une couche qui ne subit pas de modification quant à sa teneur en eau initiale tout en étant enrichie par la solution. Cette tranche « pivot » délimite deux zones distinctes : à l'amont interviennent simultanément

(1) Cette hypothèse a été vérifiée expérimentalement. Nous avons saturé d'eau pure par ascension capillaire quatre colonnes de sol de 5 cm de haut. Ensuite deux de ces colonnes ont été placées sur un verre de montre contenant une solution de $CaCl_2$ à 1 p. 100 et maintenues ainsi pendant 5 h. Ensuite on a prélevé la terre par couches de 1 cm. Le dosage du chlore a montré que seule la couche inférieure, qui plongeait partiellement dans la solution, a été enrichie en Cl. Dans les autres couches les teneurs en Cl sont les mêmes que dans le témoin qui n'a pas été au contact de la solution.

Cet essai confirme que la diffusion du sel n'intervient pas dans le temps considéré.

(2) Que cet auteur, qui a bien voulu nous initier à sa méthode d'interprétation et de calcul, trouve ici l'expression de notre profonde reconnaissance.

le drainage (eau préexistante déplacée) et l'humectation par la solution. En dessous se situe au contraire une zone soumise uniquement à l'humectation, aussi bien par l'eau déplacée que par la solution.

Tout se passe donc comme si l'effet de « coin » s'accompagnait d'un effet « piston » qui fait progresser l'eau vers le bas par un mouvement de proche en proche. C'est ainsi que la zone d'humectation se déplacerait apparemment par translation.

CHAPITRE V

ÉTUDE DE QUELQUES VALEURS SPÉCIFIQUES

Nous avons montré dans les chapitres précédents que lorsque l'intensité d'arrosage varie, la vitesse d'avancement du front ainsi que l'humidité de la zone intermédiaire du profil sont affectées. La vitesse est reliée à l'intensité par une relation moins que proportionnelle, mais pour les faibles intensités la relation est linéaire. De même l'expérience a montré que, pour certains sols, l'humidité de la zone intermédiaire est indépendante de l'intensité lorsque celle-ci est faible. Ce fait nous a permis de définir *l'humidité minima à l'infiltration*. Sa connaissance peut être utile pour la mise en œuvre de l'irrigation par aspersion. Nous allons voir comment cette grandeur se déduit des relations $V = f(I)$, et comment elle se situe par rapport à la capacité au champ.

La même relation permet également de calculer, par extrapolation, la valeur de *la capacité maxima d'absorption* (ou intensité maxima admissible) d'un sol, notion extrêmement importante pour l'étude du ruissellement et de l'érosion.

Pour déterminer ainsi, à partir de l'équation (6)

$$V = V_i\ (1 - e^{-\mu I})$$

des valeurs spécifiques de l'humidité du sol, ou de l'intensité d'arrosage, il faut que l'humidité soit reliée aux variables I et V d'une façon simple. C'est cet aspect que nous allons donc considérer en premier lieu.

A. L'humidité du sol peut être calculée par le rapport I/V

Le processus simplifié d'infiltration, exposé au début du chapitre III, indique que la zone d'humectation du profil est complètement formée lorsque la vitesse du front devient constante ($z_f = z_i$). Ensuite pour chaque unité de temps une hauteur d'eau ΔI se répartit sur une longueur ΔV de la colonne de terre. Par conséquent $\Delta I/\Delta V$ mesure la fraction de volume de sol occupée par l'eau. I et V restant inchangés, $\Delta I/\Delta V = I/V =$ constante. Donc au fur et à mesure que l'arrosage se poursuit et que le front progresse, la zone d'humectation pénètre dans le sol en laissant derrière elle une zone à *humidité constante* qui s'allonge. Le taux de remplissage (en volume) de cette dernière est donc mesuré par le rapport I/V.

Pour obtenir l'humidité totale en volume (h_v), il convient d'ajouter à ce taux de remplissage la teneur en eau du sol (h'_v) avant arrosage. On peut donc écrire :

$$h_v = I/V + h'_v$$

où h_v et h'_v sont des *fractions* de volume occupé par l'eau dans le sol.

Le pourcentage d'humidité pondéral est facilement obtenu en multipliant ces données par 100 et divisant par la densité apparente. On a ainsi :

$$h\ \% = \frac{100}{\Delta a} \cdot I/V + h_i\ \%$$

où h % : pourcentage pondéral d'humidité de la zone intermédiaire ;
h_i % : pourcentage pondéral d'humidité de la terre séchée à l'air *avant* arrosage ;
Δ_a : densité apparente g /cm³.

Cette relation permettrait de calculer facilement, pour un couple de valeur I et V, l'humidité de la zone intermédiaire. Nous l'avons appliquée à nos essais et les résultats sont donnés dans le tableau 9. L'accord est généralement bon : la plupart des valeurs calculées sont encadrées par les humidités expérimentales extrêmes correspondantes. Rubin et *al.* (1964) ont trouvé le même résultat. On ne peut d'ailleurs s'attendre à un accord tout à fait rigoureux : l'expérience a montré que d'une part la zone intermédiaire n'est pas toujours définie par une humidité constante, et d'autre part les longueurs z_i et z_f sont rarement identiques. Néanmoins, les données montrent que le rapport I /V permet une estimation correcte de la teneur en eau du sol. Il est donc légitime de se fonder sur cette appréciation pour établir et discuter les valeurs spécifiques découlant de la relation générale entre V et I.

Dans ces conditions, l'équation (6) indique la variation de la saturation du profil lorsque l'intensité croît d'un essai à l'autre. En effet plus le coefficient μ est grand, plus la courbe (V, I) est aplatie sur l'axe des I (chap. II). Donc plus μ est grand, plus le rapport I/V, et par conséquent la saturation du profil, croissent rapidement avec I. Ainsi μ est un coefficient indiquant la tendance d'un sol à s'engorger (ou à se saturer) sous l'effet de pluies d'intensités de plus en plus élevées.

B. L'humidité minima à l'infiltration

On a constaté qu'avec un certain nombre des sols étudiés, il existe une gamme de faibles intensités d'arrosage dans laquelle l'humidité de la zone intermédiaire est pratiquement constante. Cette valeur définit l'humidité minima à l'infiltration.(1)

1° *Mesure de l'humidité minima à l'infiltration*

Nous avons vu (chap. II) que sur la courbe expérimentale (V,I) il peut exister deux ou trois points alignés sur une droite passant par l'origine. Cette droite a pour pente le rapport moyen V/I des points considérés. L'inverse de la pente de cette droite (I/V) définit un taux de remplissage constant, indépendant de I, qui correspond à l'humidité minima à l'infiltration. On peut donc calculer, d'après la méthode

(1) Cf. chap. III, C, 2°, p. 52

TABLEAU 9

Zone intermédiaire des profils hydriques.
Comparaison entre les valeurs calculée et expérimentale de l'humidité

Sol		Arrosage			Front (vitesse mm/mn)	Profil (humidité % poids)	
Origine	Densité apparente	Intensité (mm/mn)	Dose (mm)	Profondeur humectée (cm)		Calculée par I/V	Mesurée (valeurs extrêmes de la zone intermédiaire)
Closeaux 15 — 25	1,20	0,355	86,9	26,0	0,977	31,8	34 — 35
		0,184	74,5	22,6	0,508	32,1	31 — 33
		0,123	68,6	22,5	0,370	29,2	28 — 30
		0,078	39,8	14,5	0,279	25,3	26 — 27
		0,029 7	40,2	16,2	0,111	24,4	25 — 26
		0,017 8	59,5	23,6	0,060	26,4	25 — 27
Closeaux 50	1,20	0,196	82,5	22,0	0,508	35,6	35 — 37
		0,123	73,7	22,0	0,33	34,0	31 — 34
		0,052 2	74,3	23,0	0,157	31,0	31 — 33
		0,021 3	65,8	23,8	0,0682	28,9	28 — 29
		0,018 9	64,5	20,0	0,064	28,0	28 — 30
Grimari 0 — 15	1,20	0,140	70,8	20,2	0,379	32,6	31 — 33
		0,125	61,3	17,8	0,337	32,4	31 — 33
		0,054	78,4	24,0	0,160	29,8	29 — 31
		0,014	64,6	21,3	0,045	27,6	27 — 30
Grimari 15 — 30	1,20	1,673	298	64	3,17	45,1	38 — 40*
		0,784	301	67,2	1,80	37,5	38 — 39
		0,112	59	16,2	0,313	31,2	30 — 32
		0,049	69,9	20,7	0,133	31,7	31 — 33
Grimari 15 — 30 (mottes)	0,90	0,643	64,3	24	2,37	31,2	29 — 31
		0,286	48,7	19,5	1,145	29,8	28 — 30
		0,082	40,5	18	0,350	27,4	27 — 28
		0,045	64,4	28	0,189	27,2	27 — 29
Pierre-Plate 15	1,25	0,75	188	51,1	2,00	30,5	30 — 31
		0,42	170	50,1	1,237	27,7	28 — 29
		0,205	63,6	22,2	0,675	25,1	25 — 26
		0,077 5	125	47	0,28	22,7	22 — 23
		0,027 4	63,7	28	0,12	19,1	20 — 21
Pierre-Plate 45	1,25	0,506	74,8	25,5	1,651	24,9	25 — 26
		0,41	67,7	24,2	1,468	22,9	24 — 25
		0,195	58,7	23,0	0,702	22,7	23 — 24
		0,084	42,9	19,2	0,384	18,0	20 — 19
		0,035 3	46,8	23,1	0,164	17,8	17 — 19
H. B. cases	1,20	0,337	52,6	14,4	0,865	35,1	33 — 35
		0,156	50,6	15,4	0,45	31,2	30 — 31

* Redistribué à l'issue de l'arrosage.

indiquée précédemment, l'humidité minima d'après les rapports I/V des points expérimentaux alignés avec l'origine.

En outre, il a été montré (tabl. 5) que si on considère l'équation (6).

$$V = V_l (1 - e^{-\mu I})$$

la tangente à l'origine (ayant pour pente μV_l) est pratiquement confondue avec les points expérimentaux alignés. On peut donc, toujours selon la même méthode, calculer l'humidité minima à partir de $1/\mu V_l$.

Les deux séries de calculs ont été effectuées pour nos sols (tabl. 10).

TABLEAU 10

Humidité minima à l'infiltration

(en p. 100 de poids, humidité initiale incluse)

Sol	Calculée par		Profils expérimentaux pratiquement indépendants de I	Humidité minima définie
	Rapport I/V des points expérimentaux	$1/\mu V_l$ (1)		
Closeaux 15 — 25...	25,3 — 24,4 — 26,4	— (2)	oui	*sensu stricto*
Closeaux 50	28,9 — 28,0	29,4 — 29,1	oui	*s. s.*
Grimari 0 — 15.....	27,6	28,3	non	*sensu lato*
Grimari 15 — 30....	31,2 — 31,7	31,4	oui	*s. s.*
Grimari (mottes)	27,4 — 27,2	28,0	oui	*s. s.*
Pierre-Plate 15	19,1 — 22,7	24,4 — 22,6	non	*s. l.*
Pierre-Plate 45	18,0 — 17,8	— (2)	non	*s. l.*
Hor. B. cases	— (3)	28,5	— (3)	*s. l.*

(1) Pour deux des sols, calcul effectué avec deux couples de paramètres μ et V_l, provenant de deux ajustements.

(2) Les paramètres de la fonction exponentielle n'ont pas été ajustés.

(3) Pas d'essais à faible intensité d'arrosage.

On constate en premier lieu qu'avec le calcul par I/V des points alignés (Closeaux 15 — 25 et 50, Grimari 15 — 30 terre fine et mottes, Pierre-Plate 45) les différentes valeurs obtenues sont extrêmement groupées pour un sol donné, ce qui est d'ailleurs une conséquence naturelle de l'alignement des points. Théoriquement, ces valeurs doivent correspondre à des profils hydriques pratiquement superposés dans la zone intermédiaire. Ce point est vérifié pour tous ces sols sauf Pierre-Plate 45 (sableux fin).

En second lieu nous constatons pour ces mêmes matériaux une excellente correspondance entre les valeurs de l'humidité minima à l'infiltration calculées d'après la tangente à l'origine et celles calculées par I/V. On peut ainsi extrapoler l'humidité minima à partir de points quelconques de la courbe (V, I,) après avoir ajusté sur ces points les paramètres μ et V_l.

2° *Extension de la définition de l'humidité minima à l'infiltration*

Donc pour trois de nos sols, ainsi que pour le système en mottes, l'humidité minima est bien définie expérimentalement et peut être calculée par des voies différentes. Pour les autres cas l'examen des résultats ne permet pas de tirer une conclusion aussi nette. Mais par extension, et pour fixer un ordre de grandeur de l'humidité du sol aux très faibles intensités d'arrosage, nous considérerons comme humidité minima (*sensu lato*) la valeur calculée à partir soit de la tangente (Grimari 0 — 15 Pierre-Plate 15, Hor B), soit de points V, I alignés (Pierre Plate 45). Ceci nous donne une valeur indicative (probablement surestimée si on en juge d'après l'exemple de Pierre-Plate 15[1]) qui permet de comparer les sols entre eux.

3° *Classement des sols étudiés d'après l'humidité minima à l'infiltration*

Si on classe les différents sols étudiés, on trouve, dans l'ordre des humidités minima décroissantes : le sous-sol argilo-sableux (Grimari 15 — 30), les sous-sols limono-argileux (Closeaux 50 et Hor B), le sol argilo-sableux (Grimari 0 — 15), le sol

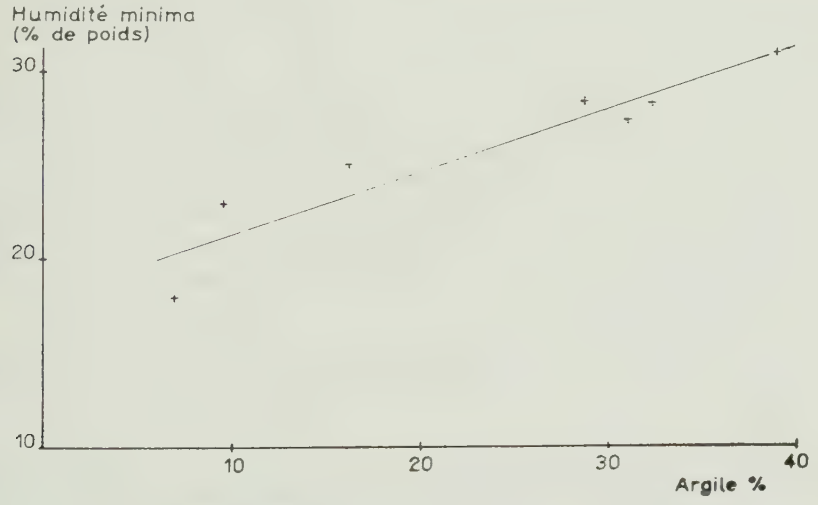


Fig. 31. — *Relation entre l'humidité minima à l'infiltration et la teneur en argile des sols.*

limoneux (Closeaux 15 — 25), le sol sableux organique (Pierre-Plate 15) et enfin le sous-sol sableux non organique (Pierre-Plate 45). Ce classement est celui des *teneurs en argile* décroissantes (fig. 31). La teneur en limon (2 — 20 microns) ne semble pas intervenir dans ce classement.

On retrouve là l'effet, souvent noté, de la teneur en argile sur les propriétés et les constantes hydriques du sol. Il y a certainement dans cette convergence une justification complémentaire de la notion d'humidité minima à l'infiltration.

(1) cf. Valeurs expérimentales, tabl. 9

4° *Position de l'humidité minima à l'infiltration sur les courbes de redistribution. Relation avec la capacité au champ*

Après l'arrosage l'eau se *redistribue*, c'est-à-dire que le front continue à progresser tandis que l'humidité à chaque niveau décroît. Ce phénomène se produit sans que l'évaporation intervienne. Il correspond à ce que les praticiens appellent le « ressuyage » d'une terre humide.

Nous avons montré (Feodoroff, 1962) qu'à chaque profondeur, l'humidité tend assez rapidement vers la valeur de la capacité au champ. Ensuite les mouvements sont très ralentis, parfois même imperceptibles (Dolgov, 1948). Une méthode simple, qui reproduit ces phénomènes de façon accélérée, permet d'apprécier la vitesse de redistribution à différents niveaux d'humidité, compris *grosso modo* entre la saturation et le point de flétrissement (Feodoroff, 1964). Pour préciser la mobilité de l'eau correspondant à l'humidité minima, il apparaît donc utile de situer cette valeur sur les courbes de redistribution.

Ces courbes (fig. 32 et 33) ont été établies en portant en abscisses l'humidité et en ordonnées la variation d'humidité en fonction du temps, $\Delta h/\Delta t$, comptée positivement (cf. annexe II). On peut distinguer trois régions dans le sens des humidités croissantes :

1. Une région à faible variation de $\Delta h/\Delta t$ en fonction de $\bar{h}$. Les points sont pratiquement alignés sur une droite de faible pente, presque confondue avec l'axe des $\bar{h}$.

2. Une région intermédiaire qui affecte suivant les sols des formes différentes. Ou bien les points s'alignent sur une droite de pente plus forte que précédemment (Hor B) ; ou bien ils se répartissent autour d'une courbe en forme de cloche : parmi les terres étudiées c'est le cas notamment de Grimari 0 — 15. Soit enfin les points forment un nuage difficilement assimilable à une courbe quelconque (Pierre-Plate 45).

3. Une région à très forte variation de $\Delta h/\Delta t$ avec l'humidité pour des teneurs en eau élevées. Cette zone exprime la mobilité de plus en plus grande de l'eau lorsque l'humidité approche de la saturation.

Pour les sols étudiés ici, ainsi que pour d'autres que nous avons expérimentés, la valeur de la capacité au champ se situe à la limite entre la branche linéaire des faibles humidités et la région immédiatement contigue vers les humidités croissantes.

Dans tous les cas étudiés l'humidité minima est plus élevée que la capacité au champ. Pour trois des sols elle est située dans la région intermédiaire (Pierre-Plate 15, Grimari 15 — 30, Closeaux 15 — 25). Pour deux autres (Grimari 0 — 15, Closeaux 50) elle se trouve à la limite de la région intermédiaire et de la zone à mobilité de l'eau rapidement croissante. Elle est très voisine de la capacité au champ pour le sol sableux non-organique (Pierre-Plate 45) et pour l'horizon B (dont la capacité au champ mesurée en place est certainement surestimée).

Ces résultats impliquent que même à l'issue d'un arrosage de très faible intensité, l'humidité du sol ne se trouve pas à un état d'équilibre et qu'elle est susceptible de continuer à migrer en profondeur. On peut raisonnablement prévoir que cette redistribution sera d'autant plus faible que l'humidité minima est voisine de la capacité au champ.

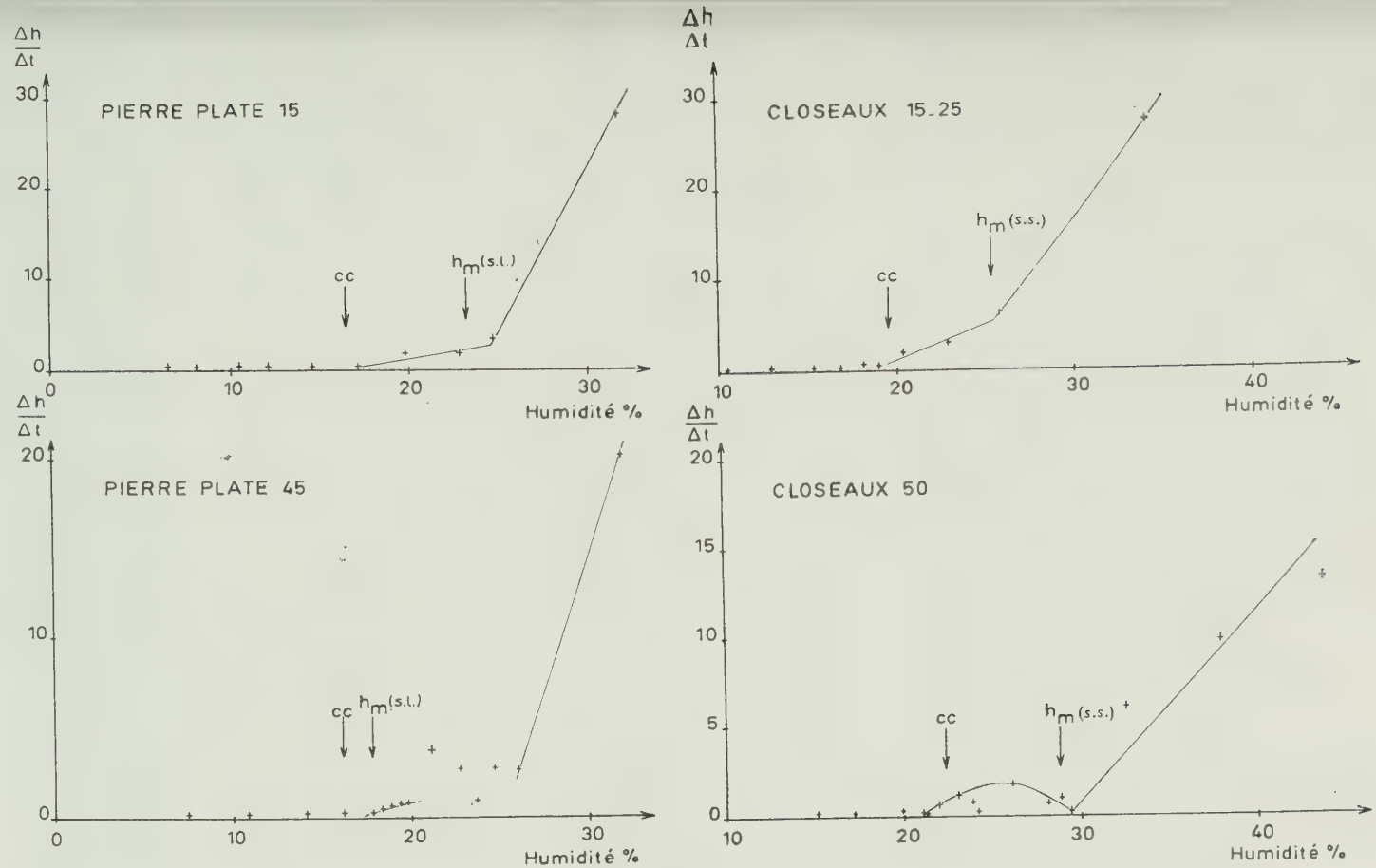


FIG. 32. — *Courbes de redistribution.*

cc : capacité au champ ; hm : humidité minima à l'infiltration ; *ss : sensu stricto ; sl : sensu lato*

La flèche indique la valeur calculée d'après le rapport I/V

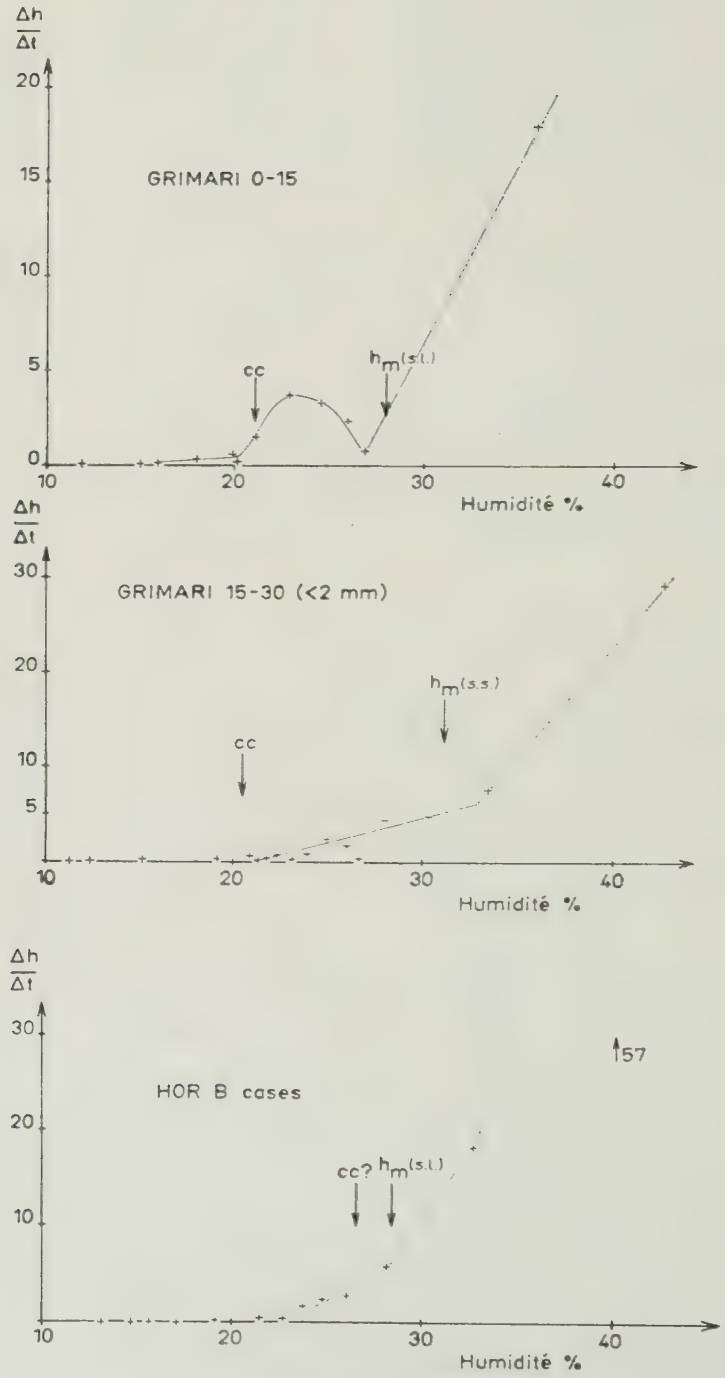


FIG. 33. — *Courbes de redistribution.*

cc : capacité au champ ; hm : humidité minima à l'infiltration ; *ss : sensu stricto ; sl : sensu lato.*

La flèche indique la valeur calculée d'après le rapport 1/V

5° *Conclusions*

L'existence d'une humidité minima d'infiltration comporte des conséquences théoriques et pratiques.

Il apparaît en effet que dans un sol sec l'eau ne se déplace pendant l'arrosage que lorsqu'un remplissage minimum est assuré dans la zone intermédiaire. Comme ce remplissage minimum est supérieur à la capacité au champ, on est amené à penser que dans cette zone, il doit y avoir de l'eau relativement mobile en même temps que de l'eau notablement retenue.

Dans la pratique de l'irrigation par aspersion, on cherche généralement à ce que le sol ne soit pas gorgé d'eau, de façon à limiter les pertes par évaporation et éviter que la plante ne souffre d'asphyxie temporaire (qui peut d'ailleurs se prolonger lorsque la redistribution est entravée, avec un sous-sol imperméable par exemple). Par conséquent, il serait utile d'arroser avec des intensités telles que le sol soit à l'humidité minima. Pour cela il faut se situer en deça d'une certaine *intensité critique*.

C. L'intensité critique d'arrosage

Cette grandeur est définie à partir de l'humidité minima d'infiltration : c'est l'intensité au-dessus de laquelle la teneur en eau de la zone intermédiaire du profil dépasse la valeur de l'humidité minima.

La valeur de l'intensité critique (I_c) est appréciée sur les courbes expérimentales (V, I.) Elle correspond à la valeur de I pour laquelle V et I cessent d'être proportionnels. Elle est définie avec plus ou moins de précision suivant l'intervalle qui sépare les différents points sur le graphique. Les valeurs de l'intensité critique pour les sols étudiés sont approximativement les suivantes :

Sol	*Intensité critique d'arrosage* (mm/mn)	(mm/h)
Closeaux 15 — 25	0,1	6
Closeaux 50	0,03 à 0,05	1,8 à 3
Pierre-Plate 15	0,1 à 0,2	6 à 12
Pierre-Plate 45	0,1 à 0,2	6 à 12
Grimari 0 — 15	0,02 à 0,05	1,2 à 3
Grimari 15 — 30	> 0,2	> 12
Grimari 15 — 30 mottes	~ 0,2	~ 12

Les sols ne se classent pas dans le même ordre que pour la valeur de l'humidité minima. L'intensité critique la plus élevée se trouve pour le sous-sol stable de Grimari. Ensuite viennent les sols sableux suivis du limon de surface. En dernière position viennent le sous-sol limono-argileux et le sol ferrallitique de surface. Il n'apparaît pas de relation entre l'intensité critique et les propriétés telles que la texture, la stabilité structurale ou l'état d'agrégation.

De toute façon l'intensité critique est assez variable suivant les matériaux. Dans une pratique rationnelle de l'aspersion, on devrait en tenir compte pour limiter la redistribution ultérieure, généralement accompagnée d'une évaporation, d'autant plus forte que le sol est plus humide (FEODOROFF et RAFI, 1962). On pourrait tendre vers ce résultat en déterminant préalablement, au laboratoire, la valeur de I_c et en fixant le débit des aspersions de façon à ne pas la dépasser.

D. Intensité maxima admissible (capacité limite d'absorption)

La capacité limite d'absorption est l'intensité pluviale maximum qui peut s'infiltrer dans le sol sans que la saturation (suivie généralement de ruissellement) n'apparaisse en surface. Elle est exprimée comme une pluie en mm/h. Cette notion est utilisée en hydrologie superficielle pour prévoir la quantité d'eau ruisselée sur un bassin à l'issue d'une pluie donnée. Connaissant la fréquence des pluies, on cherche à déterminer ainsi la fréquence et l'importance des crues.

Généralement, on calcule la capacité limite d'absorption *a posteriori* : sur un hyétogramme (diagramme intensité-durée de pluie) on déduit l'aire correspondant à la quantité d'eau effectivement ruisselée, mesurée par ailleurs. BOUCHARDEAU et RODIER (1960) ont montré que la capacité limite dépend de l'humidité initiale du terrain et ont modifié la méthode d'évaluation pour tenir compte de la quantité d'eau qui imbibe le sol. Ces méthodes sont indirectes car elles impliquent la mesure *in situ* du ruissellement.

Une méthode plus directe a été proposée par RIOU (1963), qui a procédé à des essais de laboratoire. En arrosant un sol avec des intensités différentes, il a constaté que le ruissellement intervient d'autant plus rapidement que la pluie est forte. Cet auteur a établi une relation entre l'intensité I de la pluie et la durée t_o pendant laquelle l'eau est absorbée sans ruissellement : $I\sqrt{t_o} = \text{constante}$. Ce résultat implique que pour une pluie d'intensité quelconque il arrive toujours un moment où le sol est saturé. C'est en contradiction avec nos propres essais où des pluies de très longue durée ont été appliquées sans qu'il se forme de lame d'eau en surface. Il semble donc utile de reconsidérer ce problème.

Il découle implicitement des résultats de RIOU que pour une pluie d'intensité constante, la distribution de l'eau à chaque niveau augmente avec le temps, c'est-à-dire avec la quantité totale d'eau infiltrée. Mais l'observation de profils hydriques obtenus avec des doses d'arrosages différentes montre que la zone intermédiaire s'allonge sans que sa teneur en eau soit affectée : à cet égard les résultats de RUBIN *et al* (1964) confirment les nôtres.

Nous allons donc calculer, à partir de nos données, l'intensité maxima d'arrosage (I_{max}) qui conduit à la saturation totale de la zone intermédiaire. Comme une intensité encore plus forte entraînerait la sursaturation et donc le refus d'absorption (suivi de ruissellement), nous considérons que I_{max} s'identifie à la capacité limite d'absorption.

Rappelons que pour un essai donné, le rapport I/V (V étant la vitesse constante du front) définit le taux de remplissage moyen du sol (en fraction de volume). Lorsque ce taux égale la saturation, il est raisonnable d'écrire

$$I_{max} = pV_{max} \qquad (7)$$

p étant la porosité (cc/cc).

TABLEAU II

Intensité maxima d'arrosage

Sol	Porosité p (cm^3/cm^3)	Valeurs calculées			Contrôle expérimental					
		μ [1] (mn/mm)	I_{max} (mm/mn)	V_{max} (mm/mn)	Intensité appliquée I (mm/mn)	Vitesse mesurée V (mm/mn)	% de saturation $\left(\frac{100 \cdot I}{V \cdot p}\right)$	Zone intermédiaire du profil réel		Profondeur totale humectée (cm)
								humidité h $cm^3/100\ cm^3$	% de saturation h/p	
Closeaux 50	0,555	2,17 3,0	0,58 0,43	1,05 0,77	0,56	1,34	75	~ 47	85	26,7
Grimari 0 — 15	0,555	2,12	0,55	0,99	0,52	1,31	72	~ 45	81	26,5
Grimari 15 — 30	0,555	0,49	1,94	3,50	1,67 1,81	3,17 —	53 refus d'absorption	—	—	63,5 10,0
Grimari 15 — 30 (mottes)	0,677	0,11	24,6	36,4	—	—	—	—	—	—
Pierre-Plate 15	0,537	0,66 1,07	2,11 1,48	3,8 2,75	1,80	4,31	78	~ 47	87	27,5
Hor. B.	0,555	1,38	0,95	1,7	—	—	—	—	—	—

[1] Pour la détermination de μ, cf. chap. II, c, 3.

En effet le volume maximum accessible à l'eau ne peut dépasser la porosité totale. Cette expression représente donc une limite théorique.

En portant cette valeur de I_{max} dans l'équation (6), on obtient

$$1 - V_{max}/V_l = e^{-\mu p V max}$$

Comme μ, V_l et p sont connus, on pose $e^{-\mu p} = A$ et on calcule séparément les deux membres de l'équation pour différentes valeurs de V_{max} jusqu'à ce que la différence soit très voisine de O. La valeur de V_{max} répondant à cette solution permet de calculer I_{max} par l'équation (7).

Les valeurs trouvées par ce calcul sont données dans le tableau 11. On constate que I_{max} est pour la plupart des sols compris entre 0,5 et 2,0 mm/mn, soit 30 et 120 mm/h, ce qui correspond à des intensités moyennes maxima d'averses de courte durée dans la région parisienne (Grisollet *in* Remenieras, 1960). Les vitesses maxima V_{max} ainsi calculées sont naturellement plus faibles que V_l de l'équation 6 : le rapport V_{max}/V_l se situe entre 0,6 et 0,8

Nous avons cherché à vérifier expérimentalement la validité des valeurs maxima ainsi calculées. A cet effet, nous avons exécuté des essais complémentaires d'infiltration, en prenant I_{max} comme intensité réelle d'arrosage. Pratiquement les intensités expérimentales se sont trouvées légèrement inférieures (tabl. 11). La vitesse du front correspondante est par contre, assez nettement supérieure à V_{max}. On retrouve là le fait déjà noté plus haut que la croissance de V en fonction de I est légèrement plus forte que ne le laisse prévoir l'équation (6).

Comme conséquence la saturation du profil, calculée d'après le rapport I/V et ramenée à la porosité totale, se trouve être inférieure à 100. Cependant comme nous l'avons déjà vu (tabl. 6), avec les arrosages intenses I/V donne une valeur sous-estimée de la zone intermédiaire, car la vitesse du front devient constante *avant* que la zone d'humectation ne soit formée. Le taux de saturation réel est effectivement plus élevé. Il se situe entre 81 et 87 p. 100 pour les trois sols étudiés. C'est l'ordre de grandeur de la saturation de la zone intermédiaire rapporté par différents auteurs ayant effectué des essais d'infiltration sous charge. Engelhard (1928-1929) a indiqué que même en immergeant un sol dans l'eau on ne peut saturer que 80 p. 100 de la porosité. En effet, King (1898) avait jadis montré que dans le cas de l'infiltration une partie de la macroporosité devait rester vide d'eau pour permettre à l'air de s'échapper. Nous estimons donc que ces intensités expérimentales, légèrement inférieures à I_{max} calculé, entraînent une saturation voisine du maximum admissible dans la zone intermédiaire. Par conséquent I_{max} donne une estimation correcte de la capacité limite.

Avec le sous-sol de Grimari (15 — 30), les deux valeurs expérimentales de I (1,67 et 1,81 mm/mn) encadrent certainement la valeur réelle de la capacité limite d'absorption : pour la plus faible intensité le sol a accepté l'arrosage sans refus pendant plus de trois heures, alors qu'avec la plus forte (1,81) un plan d'eau s'est formé en surface au bout de 53 mn. Donc, pour ce sol, la valeur calculée de I_{max} (1,94) est légèrement plus forte que la capacité limite d'absorption.

On voit donc que le calcul de I_{max} à partir des paramètres μ et V_l permet d'apprécier la capacité limite d'absorption. Ce résultat est d'autant plus remarquable qu'il s'agit d'une très large extrapolation, les calculs ayant été conduits avec des couples

μ, V_l ajustés sur des points expérimentaux obtenus pour des intensités très nettement inférieures à I_{max}.

E. Conclusions : possibilité d'application pratique

La connaissance de la relation entre la vitesse d'avancement du front et l'intensité d'arrosage permet de calculer des valeurs spécifiques dont on pourrait tenir compte dans les projets d'aménagements hydrauliques.

L'humidité minima d'infiltration, obtenue lorsque la pluie ne dépasse pas une intensité critique, pourrait être l'objectif vers lequel devrait tendre une aspersion bien conduite.

L'intensité maxima d'infiltration permet d'estimer la capacité limite d'absorption : l'intérêt de cette grandeur n'est plus à démontrer pour les problèmes de ruissellement et d'érosion. Si on ne peut modifier la pluie, on peut intervenir sur certaines propriétés du sol, comme la structure, pour éloigner le risque. Nous évoquerons ce problème au chapitre suivant.

Une série d'expériences simples effectuées en laboratoire permet de calculer ces valeurs spécifiques avec une approximation suffisante pour les besoins de l'application.

CHAPITRE VI

EFFETS DE L'ÉTAT STRUCTURAL SUR L'INFILTRATION

Dans la mesure où l'infiltration est régie pour une grande part par les dimensions et la distribution des pores, il est prévisible qu'une modification de la porosité influencera ce phénomène. On peut même supposer qu'une réduction du nombre des petits pores doit conduire à une infiltration plus rapide, comme le laissent entendre les schémas que nous avons proposés (chap. IV). Nous avons donc cherché à le vérifier expérimentalement.

Pour modifier la porosité, nous avons fait varier les dimensions et l'empilement des particules d'un sol. Les résultats de Tamboli (1961), confirmés par nos observations, montrent que pour un sol donné les courbes de pF et donc la distribution des pores, dépendent de la dimension des agrégats. C'est pourquoi nous avons comparé l'infiltration dans un sol préalablement émietté et dans le même sol sous forme de mottes calibrées, de dimensions comprises entre 5 et 10 mm. Dans le premier système la densité apparente est 1,20 et la porosité totale 0,55. Dans le second, la densité apparente est 0,90, la porosité totale est 0,68, mais les mottes elles-mêmes ont une porosité (1) de 0,37, le reste étant constitué par les vides entre elles. On a donc des raisons de penser qu'à l'intérieur du matériau en agrégats, le nombre de pores relativement fins est plus réduit que dans le matériau tamisé, constitué de grains de petites dimensions et tassés.

Pour limiter les effets de la modification de la porosité par le contact de l'eau, cette comparaison a été effectuée avec une terre de bonne stabilité structurale, le sous-sol ferrallitique de Grimari (15 — 30).

A. Effets sur le processus d'infiltration

1° *Pour une intensité d'arrosage donnée*

Nous constatons que la vitesse d'avancement du front est plus grande pour le matériau structuré (fig 11).

Les profils hydriques permettent également une distinction (tabl. 8) : la différence d'humidité entre le front et la zone intermédiaire est plus faible avec le sol en mottes

(1) La mesure à été effectuée à l'aide d'un voluménomètre à mercure sur des mottes individualisées et par conséquent ce nombre ne concerne que les vides à l'intérieur des mottes.

(environ 5 p. 100 de la terre sèche) qu'avec le sol tamisé (environ 10 p. 100). Tout se passe comme si, à l'arrière du front, les prélèvements latéraux et donc l'effet de « freinage » étaient plus réduits avec le sol en mottes. La vitesse de pénétration accrue serait une conséquence de cet état de choses. Cela confirme notre façon d'imaginer le processus d'infiltration (chap. IV).

2° Pour des intensités croissantes

Le sol en mottes se distingue nettement du sol fin. La vitesse du front croît plus vite lorsque la structure est agrégée ($\mu = 0{,}11$ au lieu de 0,49). Cependant l'humidité du front et le gradient d'humidité au niveau de ce dernier sont presque constants alors que l'intensité augmente (fig. 23). C'est d'ailleurs ce résultat qui nous avait amené à penser que la vitesse d'infiltration n'est pas conditionnée par le gradient d'humidité au front.

B. Conséquences pour les valeurs spécifiques

Les variations différentes de $V = f(I)$ suivant l'état structural ont comme résultat des valeurs spécifiques variables.

1° L'humidité minima à l'infiltration

Elle est plus faible avec le sol agrégé (27-28 p. 100 de terre sèche) qu'avec le sol fin (31-32 p. 100).

La conséquence pratique est que pour une faible intensité d'arrosage, la distribution de l'eau dans le sol varie avec l'état structural. Une même dose conduit donc à une humectation plus profonde dans le sol agrégé. Cet effet est encore accentué par une densité apparente plus faible.

2° La capacité limite d'absorption

Elle est considérablement modifiée par l'état structural. I_{max} est de l'ordre de 120 mm/h pour le sol fin et 1 500 mm/h pour le sol agrégé. Cet ordre de grandeur a d'ailleurs rendu impossible un contrôle expérimental.

En d'autres termes, le sol agrégé accepte, sans refus d'absorption, des intensités considérablement plus élevées que le même sol tamisé à 2 mm. On retrouve là l'effet bénéfique bien connu de l'état structural sur l'absorption et l'infiltration de l'eau [1]. Par le travail convenable du sol, on peut donc augmenter la capacité limite d'absorption, dans des proportions peut-être moins fortes, mais suffisantes pour limiter ou supprimer les risques de ruissellement et d'érosion.

[1] Voir par exemple FÉODOROFF (1961).

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

Cette étude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante dans le sol initialement sec a été conduite dans le but de préciser la nature des phénomènes et d'en tirer les conséquences pratiques pour l'irrigation et d'une façon générale les aménagements hydrauliques des terrains. Rappelons que les essais ont été effectués en laboratoire sur des modèles simples, en faisant intervenir trois facteurs : la nature du sol, son état structural, l'intensité de l'arrosage.

Pour une intensité constante, l'expérience a mis en évidence les phénomènes suivants :

a) peu de temps après le début de l'arrosage, le front visible d'humectation avance à vitesse constante ;

b) la distribution de l'eau dans la colonne de terre comporte au-dessus du front une tranche où l'humidité s'accroît de bas en haut ; cette tranche est surmontée par une autre où l'humidité est relativement constante. Cette dernière zone s'allonge au fur et à mesure que l'arrosage se prolonge.

Ces phénomènes peuvent être difficilement interprétés par les lois simples, comme la formule de Poiseuille. De même une description antérieurement proposée par YOUNGS (1960) ne rend pas compte de toutes les observations. Ceci nous a amené à présenter un nouveau schéma descriptif, qui implique l'existence simultanée d'une progression de l'eau *per descensum* dans des pores de dimensions moyennes, et d'un mouvement *latéral* vers les pores les plus fins.

L'expérience a également montré que si les intensités d'arrosage croissent d'une expérience à l'autre, les vitesses d'avancement du front augmentent corrélativement. D'autre part, la quantité d'eau présente à chaque profondeur du sol est accrue. Nous avons attribué ces phénomènes à la pénétration de l'eau dans des pores d'autant plus gros que l'arrosage est plus intense.

La vitesse du front V a été reliée empiriquement à l'intensité I par une relation de la forme

$$V = V_l \, (1 - e^{-\mu I})$$

où V_l (vitesse limite) et μ sont des paramètres dépendant de la nature du sol.

Cette relation permet d'apprécier une intensité maxima admissible, ou capacité limite d'absorption.

Lorsque l'arrosage ne dépasse pas une certaine intensité critique, on peut confondre la courbe et sa tangente à l'origine. Il apparaît alors que la vitesse du front est proportionnelle à l'intensité, et que la teneur en eau du sol ne varie guère avec l'arrosage. Cette observation a permis de définir un concept nouveau : l'humidité

minima à l'infiltration. La valeur de cette dernière se situe au-dessus de la capacité au champ, ce qui laisse prévoir une redistribution notable de l'eau après l'arrosage.

Les essais ont enfin montré l'influence de la nature du sol et de son état structural sur certains des phénomènes étudiés. L'humidité minima est d'autant plus grande que la teneur en argile est plus élevée. Un état structural en agrégats individualisés conduit à une vitesse du front plus grande, une humidité minima plus faible, et une intensité maxima admissible considérablement accrue.

On peut dégager de cette étude plusieurs conséquences pratiques. L'arrosage par aspersion devrait être conduit de façon à ce que l'humidité minima d'infiltration ne soit pas dépassée. Cette valeur et l'intensité critique peuvent être déterminées par des essais préalables en laboratoire. On peut favoriser l'infiltration en maintenant le sol dans un état motteux. De cette façon on réduira en outre les risques de saturation en surface et de ruissellement en cas de forte averse.

SUMMARY

EXPERIMENTAL STUDY ON THE INFILTRATION OF NON SATURATING WATER. CASE OF AN INITIALLY DRY SOIL AND OF AN IRRIGATION WITHOUT PONDING

An experimental study on the infiltration of non saturating water into an initially dry soil was undertaken with the purpose of specifying the nature of the phenomena and of drawing practical results for the irrigation and, generally speaking, the hydraulic management of the lands. The experiments were done in laboratory on simple models involving three factors : the nature of the soil, its structure, the intensity of rain.

For a constant rain intensity the experience allowed to put into evidence the following facts :

a) A short time after the beginning of the rain-fall, the wetting front progresses at a constant rate.

b) The distribution of the water in the soil column includes, above the front, a zone in which the moisture content increases from down upwards. Above this layer, there is another one in which the moisture content is relatively constant. This last zone grows progressively as the irrigation goes on.

These phenomena can hardly be interpreted by the simple laws of capillarity. In the same way, another explanation, which has formerly been proposed, does not give an account of the totality of the observed facts. This has led to present a new descriptive scheme which supposes the simultaneous existence of a downward progression of the water into pores of middle size and of a lateral progression towards the finer pores.

The experience also showed that, if the irrigation intensity increases from one experience to another, the velocity of the front also increases, but less than proportionally. Consequently, the water content at any depth of the soil is increased. These phenomena can be imputed to the penetration of the water into pores of increased size as the irrigation increases in intensity.

The velocity of the front V was empirically related to the intensity I by means of an equation of the type :

$$V = V_l (1 - e^{-\mu I})$$

in which V_l (limit velocity) and μ are parameters depending on the nature of the soil.

This equation allows to estimate a maximum admissible intensity, or maximum infiltration capacity.

In the scale of low values of I, when the rain does not overstep a certain critical intensity, the curve and its tangent at their origin can be confused. It appears then that the front velocity is proportional to the intensity and that the water content in the soil does not depend on the rain characteristics.

This observation has led us to define a new concept : the « minimum water content at infiltration ». This value is situated above the field capacity ; this fact allows to expect a notable redistribution of the water after the irrigation.

The experiments also revealed the influence of the nature of the soil and of its structural state on some of the phenomena studied :

— the higher the clay content, the more important the « minimum water content ».

— a structure, characterized by the presence of distinct aggregates, leeds to a higher front velocity, a lower minimum water content and a considerably increased maximum admissible intensity.

Several practical results can be drawn out of this study. A sprinkling irrigation should be carried out so as not to exceed the minimum water content at infiltration. This value and the critical intensity can be determined by means of preliminary experiments. The infiltration can be improved by keeping the soil in an aggregated state. Besides, in this way the risks of surface saturation and of a surface run-off in case of heavy rain-falls are reduced.

РЕЗЮМЕ

Экспериментальное исследование инфильтрации ненасыщающей влаги.

Исходно-сухая почва и полив без стояния воды на поверхности.

А. ФЕДОРОВ — Лаборатория почв — Версаль.

Экспериментальное исследование инфильтрации ненасыщающей влаги в исходно-сухой почве было проведено для уточнения природы явлений, выведения практических последствий для ирригаций и вообще мероприятий связанных с водным режимом почвы. Опыты были поставлены в лаборатории с помощью простых моделей, при участии трех факторов : природа почвы, ее структура и интенсивность полива.

При постоянной интенсивности опыты наглядно доказали следующие явления :

а. Спустя некоторое время после начала полива фронт смачивания продвигается с постоянной скоростью.

б. Содержание влаги в колонке почвы над фронтом увеличивается снизу вверх; выше этого участка находится другой, в котором влажность относительно постоянна. Последняя зона удлиняется по мере продолжения полива.

Явления эти трудно об'яснить только простыми законами капилярности. Другое об'яснение, предложенное раньше, также не может дать полного отчета о всех наблюдаемых явлениях. Это привело к созданию новой изобразительной схемы, включающей совместно продвижение влаги книзу в порах средней величины, и побочное движение по направлению к порам наименьшего размера.

Кроме того, ряд опытов показал, что, с увеличением интенсивности полива, скорость продвижения фронта возрастает, но не пропорционально.

Вместе с тем, количество влаги на каждой глубине, тоже возрастает.

Явления эти могут быть приписаны проникновению влаги в поры тем более крупных размеров, чем интенсивнее полив.

Скорость фронта V эмпирически связана с интенсивностью I формулой :

$$V = Vl\,(1 - e^{-\mu I})$$

где Vl (предельная скорость) и μ являются параметрами, зависящими от природы почвы.

При помощи этой формулы можно вычислить максимально допустимую интенсивность, или предельную емкость поглощения.

В диапазоне слабых значений I, пока интенсивность полива не превышает определенного критического уровня, экспериментальные точки практически сливаются с тангенсом в начале. В этом случае скорость продвижения фронта пропорциональна интенсивности полива и содержание влаги на любой, уже смоченой, глубине не меняется с поливом. Это наблюдение позволило вывести новый концепт «минимальной влажности при инфильтрации». Влажность эта превышает полевую влагоемкость, что и разрешает предвидеть заметное перераспределение влаги после полива.

Опыты показали также влияние природы почвы и ее структуры на некоторые из изученных явлений. Минимальная влажность тем выше, чем больше почва содержит глины. Структура отличающаяся крупными агрегатами, характеризуется большей скоростью фронта, более слабой минимальной влажностью, и сильно увеличенной максимально допускаемой интенсивностью полива.

Из данной работы можно вывести несколько практических последствий. Полив дождеванием нужно проводить таким образом, чтобы не превысить минимальной влажности при инфильтрации. Это значение и критическая интенсивность полива могут быть определены предварительными опытами в лаборатории. Можно также способствовать инфильтрации поддерживая комковатость почвы. Таким образом будет уменьшен риск поверхностного насыщения и стока в случае сильных ливней.

ZUSAMMENFASSUNG

EXPERIMENTALSTUDIUM DER EINFILTRIERUNG NICHT SATURIERENDEN WASSERS. FALL EINES URSPRÜNGLICH TROCKENEN BODENS UND EINER BEREGNUNG OHNE WASSERSPIEGELBILDUNG AN DER OBERFLÄCHE

In einem ursprünglich trockenen Boden wurde ein Experimentalstudium über Einfiltrierung nicht saturierenden Wassers ausgeführt, mit dem Ziele, die Art der Erscheinungen genauer zu bestimmen, daraus praktische Folgerungen für die Bewässerung und im allgemeinen für die hydraulischen Anlagen zu gewinnen. Die Versuche wurden im Labor auf einfachen Modellen ausgeführt die drei Faktoren ansprechen : Art des Bodens, sein Strukturzustand, die Intensität der Beregnung.

Für eine konstante Intensität konnte das Experiment folgende Erscheinungen herausstellen :

a) kurze Zeit nach Beginn der Beregnung schreitet die Benetzungsfront mit konstanter Geschwindigkeit voran ;

b) die Verteilung des Wassers in einer Bodenkolonne beträgt über der Front einen Abschnitt in welchem die Feuchtigkeit von unten nach oben zunimmt ; über diesem Abschnitt liegt ein anderer mit relativ konstanter Feuchtigkeit. Diese letztere Zone verlängert sich mit der Dauer der Beregnung.

Diese Erscheinungen lassen sich nur schwer mittels der einfachen Kapillargesetze erklären. Eine andere, früher vorgeschlagene Beschreibung gibt keinen Aufschluss über die Gesamtheit der beobachteten Tatsachen. Dies führte dahin, eine neues beschreibendes Schema vorzuschlagen, das das Bestehen eines Voranschreitens des Wassers in Poren mittlerer Grösse mit gleichzeitiger seitlicher Bewegung in Richtung der feinsten Poren einschliesst.

Der Versuch stellte ebenfalls fest, dass wenn die Intensität der Beregnung von einem Versuch zum andern ansteigt, die Geschwindigkeit des Voranschreitens der Front zunimmt, jedoch weniger als proportional. Die Wassermenge, die sich in jeder Bodentiefe befindet, nimmt im gleichen Verhältnis zu. Diese Erscheinungen kann man dem Eindringen des Wassers zuschreiben, in Poren die um so grösser sind, als die Beregnung intensiver ist.

Die Geschwindigkeit der Front V wurde empirisch an die Intensität I gebunden, und zwar durch die Gleichung $V = V_l\ (1 - e^{-\mu I})$ in der V_l (Grenzgeschwindigkeit) und μ von der Bodenart abhängende Parameter sind.

Mit dieser Gleichung vermag man die annehmbare maximale Intensität oder Grenzabsorptionsfähigkeit abschätzen.

Im Bereich der niedrigen Werte, wenn die Beregnung nicht eine gewisse kritische Intensität überschreitet, kann man anfänglich Kurve und ihre Tangente verwechseln. Dann stellt man fest, dass die Geschwindigkeit der Front proportional zur Intensität ist, und dass der Wassergehalt des Bodens sich nur wenig mit der Beregnung ändert. Diese Beobachtung führt dazu, ein neues Konzept zu bestimmen : die minimale Feuchtigkeit bei der Infiltierung ; diese liegt über der Feldkapazität, was eine wichtige Wiederverteilung des Wassers nach der Beregnung voraussehen lässt.

Die Versuche zeigten endlich den Einfluss der Bodenart und seines Strukturzustandes auf die untersuchten Erscheinungen. Die minimale Feuchtigkeit ist um so grösser, als der Gehalt an Ton grösser ist. Ein durch sehr bestimmte Aggregate charakterisierter Strukturzustand führt zu einer grösseren Frontgeschwindigkeit, einer geringeren minimalen Feuchtigkeit und einer stark erhöhten maximalen annehmbaren Intensität.

Diesem Studium kann man mehrere praktische Folgerungen entnehmen. Die Beregnung sollte so vollführt werden, dass die minimale Feuchtigkeit der Infiltrierung nicht überschritten wird. Dieser Wert und die kritische Intensität können durch Vorversuche im Labor bestimmt werden. Die Infiltrierung wird begünstigt, wenn man den Boden im Krümelzustande erhält. Auf diese Art verringert man ausserdem die Saturationsrisiken an der Oberfläche und diejenigen eines Abfliessens im Falle starker Regenfälle.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABRAMOVA M. M., BOLCHAKOV A. F., ORECHKINA N. S., RODE A. A., 1956. Évaporation à partir du sol de l'eau suspendue. *Pochvovedenie*, **2**, 27-41.

BODMAN G. B., COLMAN E. A., 1943. Moisture and energy conditions during downward entry of water into soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **8**, 116-122.

BOUASSE H., 1924. *Capillarité. Phénomènes superficiels.* 1 Vol., 437 p. Delagrave, éd. Paris.

BOUCHARDEAU A., RODIER J., 1960. Nouvelle méthode de détermination de la capacité d'absorption en terrains perméables. *Mém. et Trav. de la S. H. F.*, **1**, 87-93.

DEMOLON A., BASTISSE E., 1934. Sur la dispersion des colloïdes argileux. Application à leur extraction *C. R. Ire Com. de l'A. I. S. S.*, Versailles, 47.

DOLGOV S. I., 1948. *Recherches sur les mouvements de l'eau du sol et son accessibilité aux plantes.* Ed. Acad. Sci. U.R.S.S, Moscou, Leningrad, 206 p.

DUIN R. H. A. van, 1955. Tillage in relation to rainfall intensity and infiltration capacity of soils. *Netherl. J. agric. Sci.*, **3**, 182-191.

EMERSON W. W., GRUNDY G. M. F., 1954-55. The effect of rate of wetting on water uptake and cohesion of soil crumbs. *J. agric. Sci.*, **44**, pp. 249-53.

ENGELHARDT J. H., 1928-29. Some contributions to the knowledge of capillary phenomena in connection with the heterogeneity of the soil. *Soil Research.*, 239-301.

FEODOROFF A., 1960. Évaluation de la stabilité structurale des sols. Nouvelles normes d'emploi pour l'appareil à tamiser. *Ann. agron.* **6**, pp. 651-59.

FEODOROFF A., 1961. Influence des propriétés structurales sur la pénétration de l'eau dans un sol sec. *C. R. Acad. Agric.*, **47**, 164-5.

FEODOROFF A., 1962. Ressuyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. *Ann. agron.* **13**, 523-547.

FEODOROFF A., RAFI M., 1962. Évaporation de l'eau à partir d'un sol nu. Les trois stades de l'évaporation. *C. R. Acad. Sci.*, **255**, 5468-70.

FEODOROFF A., BÉTRÉMIEUX R., 1964. Une méthode de laboratoire pour la mesure de la capacité au champ. *Science du Sol*, 2e sem., pp. 111-118.

FEODOROFF A., 1964. Remarques sur le mécanisme de l'infiltration de l'eau non saturante dans un sol initialement sec. *C. R. Acad. Sci.*, **259**, 4320-4322.

GREEN R. E., 1963. Infiltration of water into soils as influenced by antecedent moisture. *Diss. Abs.*, **23** 2270-1.

HALLAIRE M., 1953. Diffusion capillaire de l'eau dans le sol et répartition de l'humidité en profondeur sous sols nus et cultivés. Thèse. *Ann. agron.*, **2**, p. 143-244.

HANKS R. J., BOWERS S. A., 1963. Influence of variations in the diffusivity-water content relations on infiltration. *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.*, **27**, 3, 263-73.

HÉNIN S., MONNIER G., COMBEAU A., 1958. Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Ann. agron.* **1**, 73-92.

KEEN B. A., 1931. *The physical proporties of the soil.* 380 p. Ed. Longmans, Green and Co.

KING F. H., 1898. Principles and conditions of the movements of ground water. *19th annual report. U. S. Geol. Survey*, **2**, 59-294.

MCINNES D. A., DOLE M., 1928. Differential potentiometric titration: 3. An improved apparatus and its application to precision measurements. *J. Amer. Chem. Soc.* **51**, 1119-27.

MARSHALL T. J., STIRK G. B., 1949. Pressure potential of water moving downward into soil. *Soil Sci.* **68**, 359-370.

MOREL R., FEODOROFF A., 1961. *L'érosion des sols et l'agriculture centrafricaine.* Film. Serv. du Film de l'O. N. Universités, Paris.

PELISHEK R. E., OSBORN J., LETEY J., 1962. The effect of wetting agents on infiltration. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **26**, 595-599.

PHILIP A., 1957 *a*). The theory of infiltration. 1. The infiltration equation and its solution. *Soil Sci.* **83**, 345-357.

PHILIP A., 1957 *b*). The theory of infiltration. 2. The profile at infinity. *Soil Sci.* **83**, 435-48.

QUIRK J. P. ,PANABOKKE G. R., 1962. Pore volume size distribution and swelling of natural soil aggregates. *J. Soil Sci.* **13**, 71-81.

RÉMÉNIÉRAS G., 1960. *L'hydrologie de l'ingénieur*, Eyrolles, Paris. 413 p.

RIOU Ch., 1963. Quelques relations entre pluie, ruissellement et infiltration obtenues en laboratoire sur des sols initialement secs. *C. R. A. I. H. S. Berkley.*

RODE A. A., 1960. *Méthodes d'étude du régime hydrique des sols.* Éd. Acad. Sci. U.R.S.S. Moscou. 242 p.

RUBIN J., STEINHARDT R., 1963. Soil water relations during rain infiltration. 1. Theory. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **27**, 246-51.

RUBIN J., STEINHARDT R., REINIGER P., 1964. Soil water relations during rain infiltration. 2. Moisture content profiles during rains of low intensities. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **28**, 1-5.

TAMBOLI P. M., 1961. The influence of bulk density and aggregates size on soil moisture retention. *Diss-Abst.* 952.

TSCHAPEK M., 1961. El desalojo del agua en el suelo. *Rev. investig. agric.*, XV, 465-72.

VESSEREAU A., 1960. *Méthodes statistiques en biologie et agronomie*, Baillère, éd. Paris.

VLADYCHENSKY S. A., 1962. Remontée capillaire de l'eau dans des sables de différentes dimensions. *Pochvovedenie*, **10**, 62-66.

YOUNGS E. G., 1960. The hysteresis effect in soil moisture studies. *C. R. 7e Congrès de l'A.I.S.S.* (Madison) **1**,14, pp. 107-113.

ANNEXE I

Calcul du paramètre μ

On prend deux points expérimentaux définis par les coordonnées V_4I_4 et V_5I_5 par exemple. Ceci donne deux équations à deux inconnues : μ et V_l

$$V_4 = V_l (1 - e^{-\mu I_4}) \quad (1)$$

$$V_5 = V_l (1 - e^{-\mu I_5}) \quad (2)$$

En posant $e^{-\mu} = X$ et en faisant le rapport membre à membre des équations (1) et (2), il vient

$$\frac{V_4}{V_5} = \frac{1 - X^{I_4}}{1 - X^{I_5}}$$

d'où

$$V_4X^{I_5} + V_5 - V_4 = V_5X^{I_4} \quad (3)$$

Ensuite on pose :

$$Y_a = V_4X^{I_5} + V_5 - V_4$$

$$Y_b = V_5X^{I_4}$$

et on calcule la différence $Y_a - Y_b$ pour différentes valeurs de X. On prend comme solution celle pour laquelle la différence $Y_a - Y_b$ s'annule. Remarquons que ce système admet toujours une première solution pour $X = 1$ donc $\mu = 0$; nous avons bien entendu cherché la deuxième.

Le calcul de X^I se fait au moyen d'une table de logarithmes. Comme $X < 1$, il est commode de passer par l'intermédiaire de $X' = 1/X$.

La différence $Y_a - Y_b$ est considérée comme nulle lorsque la troisième ou la quatrième décimale sont nulles.

On s'arrange pour que cette solution corresponde à une valeur finie de μ (à deux décimales).

μ étant connu de cette façon, on le porte dans les équations (1) et (2), ce qui permet de calculer deux valeurs de V_l.

ANNEXE II

Établissement des courbes de redistribution

A l'issue d'un arrosage l'eau se redistribue, c'est-à-dire que le front continue à progresser tandis que l'humidité à chaque niveau préalablement humide décroît. Une reproduction plus rapide de ce phénomène est obtenue en saturant par remontée capillaire une *petite* colonne de terre, de faible hauteur, et en l'appliquant ensuite sur une masse *plus importante* de la même terre sèche.

L'eau initialement contenue dans la colonne passe dans le substrat sec. Au bout d'un certain temps on mesure l'humidité résiduelle. Cette opération est répétée autant de fois que cela est nécessaire, avec des mesures échelonnées dans le temps. On obtient ainsi une série de valeurs décroissantes d'humidité (h) correspondant aux différents temps croissants. Pour chaque intervalle expérimental on calcule la valeur absolue de $\Delta h / \Delta t$, ainsi que l'humidité moyenne $\bar{h}$ (en p. 100 de terre sèche). Ces données sont portées sur un graphique, avec $\Delta h / \Delta t$ en ordonnée et $\bar{h}$ en abscisse.

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté

MÉCANISMES DE L'ÉROSION PAR LA PLUIE

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 6 mai 1965
Le Doyen de la Faculté des Sciences,
Marc ZAMANSKI

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,
Jean ROCHE